



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/01.29.17.06-TDI

O INÍCIO DA ESTAÇÃO CHUVOSA NA AMÉRICA DO SUL E PROCESSOS ATMOSFÉRICOS E DE SUPERFÍCIE ASSOCIADOS

Isabella Talamoni Lima

Dissertação de Metrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelos Drs.
Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti, e Paulo Yoshio
Kubota, aprovada em 10 de
fevereiro de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/44478D2>>

INPE
São José dos Campos
2021

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)
Divisão de Biblioteca (DIBIB)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):

Presidente:

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/01.29.17.06-TDI

O INÍCIO DA ESTAÇÃO CHUVOSA NA AMÉRICA DO SUL E PROCESSOS ATMOSFÉRICOS E DE SUPERFÍCIE ASSOCIADOS

Isabella Talamoni Lima

Dissertação de Metrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelos Drs.
Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti, e Paulo Yoshio
Kubota, aprovada em 10 de
fevereiro de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/44478D2>>

INPE
São José dos Campos
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Lima, Isabella Talamoni.

L628i O início da estação chuvosa na América do Sul e processos atmosféricos e de superfície associados / Isabella Talamoni Lima. – São José dos Campos : INPE, 2021.

xxvi + 179 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/01.29.17.06-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2021.

Orientadores : Drs. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, e Paulo Yoshio Kubota.

1. Início da estação chuvosa. 2. BAM. 3. IBIS. 4. Interação biosfera-atmosfera. 5. Mapa de vegetação. I.Título.

CDU 551.578.1(8)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](#).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](#).



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS
Serviço de Pós-Graduação - SEPGR

DEFESA FINAL DE DISSERTAÇÃO DE ISABELLA TALAMONI LIMA

BANCA Nº 005/2021

No dia 10 de fevereiro de 2021, às 09h 30min, por videoconferência, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi APROVADO(A) pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Mestre em Meteorologia.

Título: "O início da estação chuvosa na América do Sul e processos atmosféricos e de superfície associados"

Eu, Simone Marilene Sievert dos Santos Coelho, como Presidente da Banca Examinadora, assino esta ATA em nome de todos os membros.

Membros da Banca

Dra Simone Marilene Sievert dos Santos Coelho - Presidente- CPTEC/INPE

Dra Iracema Fonseca Albuquerque Cavalcanti - Orientadora - CPTEC/INPE

Dr. Paulo Yoshio Kubota - Orientador - CPTEC/INPE

Dr. Caio Augusto dos Santos Coelho - Membro Interno - CPTEC/INPE

Dr. Luiz Antonio Cândido - Convidado - INPA



Documento assinado eletronicamente por **Simone Marilene Sievert da Costa Coelho, Pesquisador**, em 12/02/2021, às 21:22 (horário oficial de Brasília), com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **6497375** e o código CRC **FA227192**.

“As nuvens mudam sempre de posição, mas são sempre nuvens no céu. Assim devemos ser todo dia, mutantes, porém leais com o que pensamos e sonhamos; lembre-se, tudo se desmancha no ar, menos os pensamentos”.

Paulo Beleki

A meus pais Flávia e Marcelo e a meus irmãos Murilo e Arthur.

AGRADECIMENTOS

A meus pais Flávia e Marcelo, agradeço pelo incentivo e apoio em todos os momentos da minha vida. A meus irmãos Murilo e Arthur, por sempre serem motivo de alegria. Ao meu namorado Rafael, por seu companheirismo, carinho e bom humor que faz meus dias serem mais felizes e a vida ser mais leve.

Aos meus orientadores, Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti e Dr. Paulo Yoshio Kubota, e à Dra. Dayana Castilho de Souza pela dedicação, paciência e ajuda imprescindível para que este trabalho fosse possível.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia (PGMET) do INPE pelos ensinamentos ao longo desta jornada.

À mim, pela disposição e energia para enfrentar mais uma etapa cheia de desafios na vida.

À CAPES pela oportunidade de bolsa imprescindível para a realização deste estudo no INPE.

Aos meus amigos e colegas da pós-graduação, em especial ao Agustinho Brito, à Lorena Lima, à Gilvani Carvalho, à Lívia Gava, à Glícia Garcia, ao Jaime Antônio, ao Erykson Marconny e ao João Nobre, pelas risadas e pelo companheirismo nessa jornada.

RESUMO

Este estudo buscou contribuir para o entendimento das interações biosfera-atmosfera associadas ao início da estação chuvosa na América do Sul (AS). O objetivo foi avaliar como os processos físicos de superfície são afetados por variações na data do início da estação chuvosa na AS, e qual é a resposta atmosférica às alterações da cobertura vegetal em anos caracterizados pelo adiantamento, atraso e normalidade do início da estação chuvosa. Os anos de 2006, 2004 e 2008 foram selecionados como anos caracterizados pelo início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado, em relação à média climatológica, respectivamente. Os padrões atmosféricos verificados nos anos adiantado e atrasado afetaram as variáveis de superfície. No ano adiantado, a atmosfera estava mais úmida no centro-leste da AS, onde mais fluxo de umidade e precipitação foram observados. Por isso, verificou-se aumento do fluxo de calor latente (LE) e do Índice de Área Foliar nesta área. No ano atrasado, a precipitação foi favorecida no noroeste da AS, e a Zona de Convergência do Atlântico Sul se posicionou mais ao norte em comparação ao ano adiantado. Assim, verificou-se redução do LE e aumento do fluxo de calor sensível (H) e da temperatura de superfície no centro-leste da AS no ano atrasado. Além disso, a configuração de um padrão de bloqueio atmosférico, em setembro entre 40-60°S e 60-30°W, foi importante para o atraso do início da estação chuvosa. Em seguida, foram realizados experimentos com o IBIS-OFFLINE utilizando dois mapas de vegetação: um natural, e um que considera a degradação de biomas naturais, especialmente do Cerrado e da Mata Atlântica. Verificou-se que a degradação dos biomas naturais, principalmente no centro-leste da AS promoveu a redução da umidade do solo, o aumento do albedo em até 8% e conseqüentemente a redução tanto do saldo de radiação quanto de H e LE. As alterações devido à atualização do mapa de vegetação, resultou na redução das diferenças entre os anos adiantado e atrasado. O feedback para a atmosfera devido à degradação da vegetação foi verificado a partir dos experimentos com o BAM 3D na área que sofreu maior degradação da vegetação (15-25°S e 40-50°W). Em SON, a degradação da vegetação resultou na redução (aumento) da precipitação, do balanço de radiação, do balanço de energia, da água precipitável, da divergência em 850 hPa e da temperatura a 2m (da pressão, da divergência em 200 hPa e da magnitude do vento em 850 hPa) para os três anos selecionados. Já em DJF, no ano adiantado, verificou-se que apesar do aumento da convergência em 850 hPa e da água precipitável favorecerem a condição para formação de nuvens, a redução do movimento ascendente e da divergência em 200 hPa, promoveram a redução da precipitação. No ano atrasado, o aumento da pressão e da magnitude do vento favoreceu uma condição de atmosfera mais estável com menos precipitação em comparação aos demais anos. Conclui-se que a atualização do mapa de vegetação (características de superfície) promoveu alterações no padrão atmosférico de anos com início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa.

Palavras-chave: Início da Estação Chuvosa. BAM. IBIS. Interação Biosfera-Atmosfera. Mapa de Vegetação.

THE RAINY SEASON ONSET IN SOUTH AMERICA AND ASSOCIATED ATMOSPHERIC AND SURFACE PROCESSES

ABSTRACT

This study aimed to contribute to the understanding of the biosphere-atmosphere interactions associated with the rainy season onset in South America (SA). The objective was to evaluate how the physical surface processes are affected by variations in the rainy season onset date in SA, and what is the atmospheric response to vegetation cover changes in years characterized by the early, neutral and late rainy season onset. The 2006, 2004 and 2008 years were selected as characterized by rainy season onset, early, neutral and late in comparison to the climatological mean, respectively. The atmospheric patterns observed in the early and late years, affected the surface variables. In the early year, the atmosphere had more humidity in the center-east of SA, where more moisture flux and precipitation were observed. Therefore, there was an increase in latent heat flux (LE) and Leaf Area Index in this area. In the late year, precipitation was enhanced in the northwest of the SA, and the South Atlantic Convergence Zone was positioned further north compared to the early onset year. Thus, there was a reduction in LE and an increase in the sensible heat flux (H) and surface temperature in the center-east of the AS. In addition, the configuration of an atmospheric blocking pattern, in September between 40-60°S and 60-30°W, contributed to the rainy season onset delay. Then, IBIS-OFFLINE experiments were performed using two vegetation maps: one natural, and one that considered the degradation of natural biomes, especially of the Cerrado and the Atlantic Forest. It was found that the natural biomes degradation, mainly in the central-east of SA, promoted the reduction of soil moisture, the increase of albedo by up to 8% and, consequently, the reduction of both the radiation budget, H and LE. The changes due to the vegetation map update resulted in the reduction of the differences between the early and late onset years. The feedback to the atmosphere due to vegetation degradation was verified with BAM 3D experiments, especially over the area that suffered the most vegetation degradation (15-25°S and 40-50°W). In SON, degradation resulted in a reduction (increase) in precipitation, radiation and energy budget, precipitable water, divergence at 850 hPa and temperature at 2m (pressure, divergence at 200 hPa and magnitude of the wind at 850 hPa) at the three selected years. In the late year of DJF, it was found that, despite the increase of convergence at 850 hPa and precipitable water that could promote the cloud formation condition, the reduction in both upward movement and divergence at 200 hPa, resulted in reduction of precipitation. In the late year, the increase in pressure and magnitude of the wind promoted a more stable atmosphere condition with less precipitation compared to the other years. It was concluded that the vegetation map update (surface characteristics) promoted changes in the atmospheric pattern of years with early, neutral and late rainy season onset.

Key-Words: Rainy Season Onset. BAM. IBIS. Biosphere-Atmosphere Interaction. Vegetation Map.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Precipitação climatológica e anomalia do vento em 850 hPa resultante da remoção da média anual para DJF e JJA.....	6
Figura 2.2 - Pêntada média do início da estação chuvosa sobre as regiões do SMAS.	12
Figura 2.3 - Esquema representativo das três principais componentes das interações superfície-atmosfera: fluxos de energia (A), ciclo da água (B), ciclo de carbono (C).	19
Figura 2.4 - Esquema do modelo BAM.	28
Figura 2.5 - Esquema ilustrativo dos módulos de cálculo utilizados no modelo de superfície IBIS.	30
Figura 3.1 - Mapas de vegetação original do BAM, do Proveg e resultante da combinação dos mapas original e ProVeg utilizados nos experimentos IBIS-OFFLINE e BAM3D.....	41
Figura 3.2 - Área utilizada para a análise estatística em azul (15-25°S e 40-50°W) e área de estudo em preto.	44
Figura 4.1 - Climatologia do dia juliano referente ao início da estação chuvosa proveniente da base de dados RADS aplicada aos dados de satélite do TRMM.	52
Figura 4.2 - Anomalias em dias da data de início da estação chuvosa para a área de estudo.	56
Figura 4.3 - Série temporal da frequência do dia juliano em que ocorre o início da estação chuvosa a partir dos dados RADS com a precipitação do TRMM.	58
Figura 4.4 - Anomalia de pressão ao nível médio do mar (hPa) e linhas de corrente da circulação em 850hPa ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro..	60
Figura 4.5 - Anomalia de pressão ao nível médio do mar (hPa) e linhas de corrente da circulação em 850hPa ($m.s^{-1}$) para os meses de novembro a fevereiro.	61
Figura 4.6 - Anomalia da magnitude e do vetor do fluxo de umidade integrado na vertical entre os níveis de 1000 e 500hPa para os meses de julho a outubro.	63
Figura 4.7 - Anomalia da magnitude e do vetor do fluxo de umidade integrado na vertical entre os níveis de 1000 e 500hPa para os meses de novembro a fevereiro.	64
Figura 4.8 - Anomalia da radiação de onda longa emergente e linhas de corrente do vento em 200 hPa para os meses de julho a outubro.	66
Figura 4.9 - Anomalia da radiação de onda longa emergente e linhas de corrente do vento em 200 hPa para os meses de novembro a fevereiro.	67

Figura 4.10 - Anomalia da precipitação (mm) e do vetor vento em 850 hPa ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.....	70
Figura 4.11 - Anomalia da precipitação (mm) e do vetor vento em 850 hPa ($m.s^{-1}$) para os meses de novembro a fevereiro.....	71
Figura 4.12 - Diferença entre os anos adiantado e atrasado para as anomalias de precipitação (mm), de PNMM (hPa) e da magnitude e direção do vento em 850 hPa ($m.s^{-1}$) nos trimestres de SON e DJF.	75
Figura 4.13 - Esquema padrões atmosféricos anos adiantado e atrasado do início da estação chuvosa.	77
Figura 4.14 - Composição de pressão ao nível médio do mar (hPa) e do vetor vento em 850hPa ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.	80
Figura 4.15 - Composição de precipitação (mm) e do vetor vento em 850 hPa ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.	82
Figura 4.16 - Comparação da anomalia de PNMM (hPa) e linha de corrente em 850hPa ($m.s^{-1}$) e a quantidade de episódios de bloqueio identificados no mês de setembro.	84
Figura 4.17 - Anomalia de temperatura a 2 metros ($^{\circ}C$) e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.	87
Figura 4.18 - Anomalia de temperatura a 2 metros ($^{\circ}C$) e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de novembro a fevereiro.	88
Figura 4.19 - Anomalia do conteúdo de água no solo e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.	90
Figura 4.20 - Anomalia do conteúdo de água no solo e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de novembro a fevereiro.	91
Figura 4.21 - Anomalia do fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.	93
Figura 4.22 – Anomalia do fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de novembro a fevereiro.	94
Figura 4.23 - Anomalia do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.	96
Figura 4.24 - Anomalia do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de novembro a fevereiro.	97
Figura 4.25 - Anomalia do índice de área foliar ($m^2.m^{-2}$) para os meses de julho a outubro.	99
Figura 4.26 - Anomalia do índice de área foliar ($m^2.m^{-2}$) para os meses de novembro a fevereiro.	100
Figura 4.27 - Diferença entre os anos adiantado e atrasado para as anomalias de temperatura a 2m ($^{\circ}C$), de conteúdo de água no solo, de fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) e de fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) para os trimestres de SON e DJF.....	102

Figura 4.28 - Esquema padrões de superfície dos anos adiantado e atrasado do início da estação chuvosa.	103
Figura 4.29 - Componentes do balanço de água (mm.dia^{-1}) calculado na área entre 10-20°S e 50-60°W.	106
Figura 5.1 - Séries temporais obtidas pela média na área 15-25°S e 40-50°W do fluxo de calor latente (a, b, c), do fluxo de calor sensível (d, e, f) e do balanço de radiação (g, h, i) para os experimentos com mapa original e com mapa atualizado (degradado) e para os dados do ERA5, ERA-Land e CERES.	109
Figura 5.2 - Diferença do conteúdo de água no solo (a, b, c, g, h, i) e do albedo (d, e, f, j, k, l) entre os experimentos com mapa de vegetação degradado e com mapa de vegetação original para os trimestres SON e DJF.	111
Figura 5.3 - Diferença do balanço de radiação (a, b, c, g, h, i) e da temperatura de emissão de onda longa (d, e, f, j, k, l) entre os experimentos com mapa de vegetação degradado e com mapa de vegetação original para os trimestres SON e DJF.	114
Figura 5.4 - Diferença do fluxo de calor sensível (a, b, c, g, h, i) e do fluxo de calor latente (d, e, f, j, k, l) entre os experimentos com mapa de vegetação degradado e com mapa de vegetação original para os trimestres SON e DJF.	116
Figura 5.5 - Diferença da produtividade primária líquida (a, b, c, g, h, i) e do índice de área foliar (d, e, f, j, k, l) entre os experimentos com mapa de vegetação degradado e com mapa de vegetação original para os trimestres SON e DJF.	118
Figura 5.6 - Diferença entre os anos adiantado e atrasado do conteúdo de água no solo (a, b, g, h, m, n), do balanço de radiação (c, d, i, j, o, p) e da temperatura de emissão de onda longa (e, f, k, l, q, r) para os trimestres SON e DJF.	122
Figura 5.7 - Diferença entre os anos adiantado e atrasado do fluxo de calor sensível (a, b, g, h, m, n), do fluxo de calor latente (c, d, i, j, o, p) e do índice de área foliar (e, f, k, l, q, r) para os trimestres SON e DJF.	124
Figura 6.1 - Diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para a pressão ao nível médio do mar (hPa), a magnitude do vento em 850 hPa (m.s^{-1}), a magnitude do vento em 200 hPa (m.s^{-1}) e o fluxo de umidade integrado na vertical ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) para o trimestre SON.	131
Figura 6.2 - Diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para a pressão ao nível médio do mar (hPa), a magnitude do vento em 850 hPa (m.s^{-1}), a magnitude do vento em 200 hPa (m.s^{-1}) e a magnitude do fluxo de umidade integrado na vertical ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$) para o trimestre DJF. .	135
Figura 6.3 - Diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para a precipitação (mm), a água precipitável (mm), o ômega em 500 hPa (Pa.s^{-1}) e a divergência do vento em 850 hPa ($10^{-6}.\text{s}^{-1}$) para o trimestre SON.	140

Figura 6.4 - Diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para a precipitação (mm), a água precipitável (mm), o ômega em 500 hPa ($\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) e a divergência do vento em 850 hPa ($10^{-6}\cdot\text{s}^{-1}$) para o trimestre DJF.....	143
Figura 6.5 - Diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para o balanço de radiação ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), o balanço de energia ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), a temperatura a 2 m ($^{\circ}\text{C}$) e o índice CAPE ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$) para o trimestre SON.	146
Figura 6.6 - Diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para o balanço de radiação ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), o balanço de energia ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), a temperatura a 2 m ($^{\circ}\text{C}$) e o índice CAPE ($\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$) para o trimestre DJF.	147
Figura 6.7 - Esquema do feedback para a atmosfera devido à degradação da vegetação na área entre 15-25°S e 40-50°W em SON.	148
Figura 6.8 - Esquema do feedback para a atmosfera devido à degradação da vegetação na área entre 15-25°S e 40-50°W em DJF.	150
Figura 6.9 - Diferença entre os anos adiantado e atrasado para os fluxos de calor sensível e latente, utilizando os dados do ERA5-Land e dos experimentos BAM-3D com mapa original e com mapa degradado para os trimestres SON e DJF.....	154
Figura 6.10 - Diferença entre os anos adiantado e atrasado para a temperatura de emissão de onda longa, a precipitação e o conteúdo de água no solo, utilizando os dados do ERA5-Land, do GPCP e do ERA5, respectivamente comparando-os com os resultados dos experimentos BAM-3D com mapa original e com mapa degradado para os trimestres SON e DJF.	158

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1 - Comparação das datas médias do início da estação chuvosa obtida por diferentes metodologias.	14
Tabela 3.1 - Experimentos com o modelo IBIS-OFFLINE para os anos de início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado.....	43
Tabela 3.2 - Configuração das parametrizações dos experimentos com o BAM 3D.....	46
Tabela 3.3 - Experimentos com o modelo BAM 3D utilizando os mapas de vegetação original e degradado.	47
Tabela 4.1 - Anos em que o início da estação chuvosa ocorreu atrasado e adiantado.....	54
Tabela 4.2 - Anos selecionados para a análise de composição e a respectiva fase do ENOS.	78
Tabela 6.1 - Média na área entre 15-25°S e 40-50°W dos experimentos BAM 3D com mapa de vegetação original e com mapa degradado para o trimestre SON.	149
Tabela 6.2 - Média na área entre 15-25°S e 40-50°W dos experimentos BAM 3D com mapa de vegetação original e com mapa degradado para o trimestre DJF.....	151

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
AS	América do Sul
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
BAM	<i>Brazilian Atmospheric Model</i>
BC	Baixa do Chaco
BESM	<i>Brazilian Earth System Model</i>
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CCM3	<i>Community Climate Model</i>
CINE	<i>Convective Inhibition Energy</i>
CHIRPS	<i>Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data</i>
CLP	Camada Limite Planetária
CMIP5	<i>Coupled Model Intercomparison Project phase 5</i>
CNE	Cavado de Nordeste
CO ₂	Dióxido de Carbono
CPC_UNI	<i>Climate Prediction Center Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation</i>
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Clima
CV	Crescimento Vegetal
ENOS	El Niño Oscilação Sul
FOE	Função Ortogonal Empírica
G	Fluxo de Calor no Solo
GPP	<i>Gross Primary Production</i>
H	Fluxo de Calor Sensível
IAF	Índice de Área Foliar
IBIS	<i>Integrated Biosphere Simulator</i>
INAP	Índice Normalizado de Água Precipitável
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBNAS	Jato de Baixos Níveis da América do Sul
LAI	<i>Leaf Area Index</i>
LE	Fluxo de Calor Latente
LISAM	<i>Large-Scale Index for South America Monsoon</i>

LM01	Liebmann e Marengo, 2001
LSX	<i>Land-Surface Transfer Model</i>
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MERRA2	<i>Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications version 2</i>
MODIS	<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
MV	Manutenção Vegetal
NPP	<i>Net Primary Production</i>
OMJ	Oscilação de Madden Julian
PAR	<i>Photosynthetically Active Radiation</i>
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
PPL	Produtividade Primária Líquida
RADS	<i>Rainy And Dry Season</i>
REQM	Raiz do Erro Quadrático Médio
ROLE	Radiação de Onda Longa Emergente
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
SSiB	<i>Simplified Simple Biophere Model</i>
SIB2	<i>Simple Biophere Model</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
TFP	Tipo Funcional de Planta
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE SÍMBOLOS

DJ_i	I-ésimo dia juliano do início da estação chuvosa
\overline{DJ}_i	Climatologia do dia juliano de início da estação chuvosa
X_i	Média mensal da variável no i-ésimo mês
y_f	Quantidade de anos utilizada para fazer a climatologia
N_{ORI}	Número de experimentos com mapa Original
N_{DEG}	Número de experimentos com mapa Degradado
μ_{ORI}	Média experimentos com mapa Original
μ_{DEG}	Média experimentos com mapa Degradado
s_{ORI}	Desvio padrão dos experimentos com mapa Original
s_{DEG}	Desvio padrão dos experimentos com mapa Degradado
t	Valor teste t-Student

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
2.1 Início da estação chuvosa.....	5
2.1.1 Métodos de identificação do início da estação chuvosa	8
2.1.2 Variabilidade do início da estação chuvosa	15
2.2 Processos físicos de superfície.....	18
2.2.1 Feedbacks entre a superfície e a atmosfera.....	19
2.2.2 Processos de superfície e o início da estação chuvosa	23
2.3 Brazilian Atmospheric Model (BAM).....	25
2.3.1 Integrated Biosphere Simulator (IBIS)	28
3 DADOS E METODOLOGIA	33
3.1 Dados.....	33
3.1.1 Rainy And Dry Season (RADS)	33
3.1.2 ERA5 e ERA5-Land.....	34
3.1.3 Global Precipitation Climatology Project (GPCP)	35
3.1.4 Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES)	35
3.1.5 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)	36
3.1.6 Global Land Data Assimilation System (GLDAS)	36
3.2 Seleção de anos do início da estação chuvosa	37
3.3 Análise dos padrões associados aos anos caracterizados por adiantamento, atraso e normalidade do início da estação chuvosa	38
3.4 Identificação de bloqueios atmosféricos	39
3.5 Modelagem numérica.....	40
3.5.1 Geração do mapa de vegetação.....	40
3.5.2 Simulações numéricas.....	42
3.5.2.1 Experimentos com modelo IBIS-OFFLINE.....	42
3.5.2.2 Experimentos com modelo BAM 3D	45
3.6 Teste t-Student	48

4	ANÁLISE ATMOSFÉRICA E DE SUPERFÍCIE DOS ANOS CARACTERIZADOS PELO INÍCIO ADIANTADO, NEUTRO E ATRASADO DA ESTAÇÃO CHUVOSA	51
4.1	Análise observacional: seleção dos anos	51
4.2	Análise observacional: padrões dos anos característicos.....	58
4.2.1	Padrões atmosféricos.....	58
4.2.1.1	Investigação do padrão atmosférico: análise de composição	77
4.2.1.1.1	Investigação padrão de bloqueio	83
4.2.2	Padrões de superfície.....	85
4.2.2.1	Análise do balanço de água.....	103
5	ALTERAÇÕES NOS PROCESSOS DE SUPERFÍCIE DEVIDO À MUDANÇA NA COBERTURA VEGETAL	107
5.1	Análise estatística dos experimentos com IBIS-OFFLINE	107
5.2	Influência da cobertura vegetal nos processos de superfície.....	110
5.3	Influência do início da estação chuvosa na definição do balanço de água e energia na superfície	119
6	RESPOSTA ATMOSFÉRICA GERADA PELAS ALTERAÇÕES NOS PROCESSOS DE SUPERFÍCIE DEVIDO À MUDANÇA NA COBERTURA VEGETAL.....	127
6.1	Resposta da atmosfera devido à alteração da cobertura vegetal	127
6.2	Diferença entre os anos adiantado e atrasado nos experimentos BAM 3D	152
7	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES.....	159
7.1	Sugestões para trabalhos futuros	166
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	167

1 INTRODUÇÃO

A área compreendida entre o sudeste da Amazônia e as regiões do Centro-Oeste Sudeste brasileiro (área central da América do Sul) apresenta um ciclo anual de precipitação, em que os máximos pluviométricos são registrados nos meses de verão (DJF) e mínimos nos meses de inverno (JJA) (GAN et al., 2004). Assim, nesta área aplica-se o conceito de estação seca e estação chuvosa, característico de regiões monçônicas (ZHOU; LAU, 1998; GAN et al., 2004; VERA et al., 2006; GAN et al., 2009; MARENGO et al., 2012). Os altos valores pluviométricos acumulados durante a estação chuvosa em grande parte do Brasil tropical estão associados ao Sistema de Monção na AS (SMAS), o qual envolve a configuração da circulação de grande escala associada às seguintes estruturas: Alta da Bolívia, cavado do Nordeste, Baixa do Chaco, Zona de Convergência do Atlântico Sul e Jato de Baixos Níveis da América do Sul.

Ressalta-se que o termo estação chuvosa refere-se ao padrão de precipitação cujas estruturas do SMAS contribuem para os altos índices pluviométricos. Assim, o início da estação chuvosa refere-se ao período em que se observa aumento persistente da precipitação. Nieto-Ferreira e Rickenbach (2011) a partir do padrão de precipitação desenvolveram um modelo conceitual do início da estação chuvosa na área central da AS. Em média, o primeiro estágio do início da estação chuvosa ocorre entre 18 e 22 de outubro, quando a precipitação começa na região noroeste da AS e gradualmente se estende para o sudeste da AS, entre 28 de outubro e 1 de novembro, caracterizado pela configuração da ZCAS. E o terceiro estágio, ocorre a partir de dezembro podendo se estender até meados de fevereiro e março do ano seguinte, e envolve a chegada da monção na foz do Rio Amazonas e no Equador que, por sua vez, está associada com a lenta migração da ZCIT para o hemisfério de verão.

Entender e identificar os padrões atmosféricos que modulam a variabilidade do início da estação chuvosa é de suma importância para gerenciar a produção

agropecuária e para a gestão dos recursos energéticos e hídricos (MINUZZI et al., 2007; FRANCHITO et al., 2010; MARENGO et al., 2012; BOMBARDI; KINTER; FRAUENFELD, 2019). Isto porque o atraso do início da estação chuvosa causa perdas nos cultivos (VIANELLO et al., 2006; SULTAN et al., 2005; RESENDE et al., 2019), deficiências na geração de energia e racionamento de água (MARENGO et al., 2015). Portanto, para a América do Sul (AS) e principalmente para o Brasil, o início da estação chuvosa é importante para o desenvolvimento socioeconômico, sendo uma lacuna de estudos científicos.

Diversos estudos já foram desenvolvidos com o objetivo de entender o comportamento e as variabilidades dos sistemas atmosféricos associados às estações seca e chuvosa (GAN et al., 2004; VERA et al., 2006; RAIA; CAVALCANTI, 2008) e sua representação em modelos numéricos de tempo e clima (SAMPAIO; ALVES, 2005; BOMBARDI; CARVALHO, 2009; MA et al., 2011; JONES; CARVALHO; LIEBMANN, 2012; CAVALCANTI; RAIA, 2017). Com tais esforços, descobriram-se relações nas variações interanuais do início da estação chuvosa associadas: à fase quente do El Niño Oscilação Sul (ENOS) relacionada ao início da estação chuvosa na porção central da bacia Amazônica (LIEBMANN; MARENGO, 2001; MARENGO et al., 2001), ao dipolo de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) atuante no oceano Atlântico Sul, relacionada ao início da estação chuvosa tanto na região Amazônica (MARENGO et al., 2001) quanto na região Sudeste do Brasil (BOMBARDI; CARVALHO, 2011; BOMBARDI et al., 2014).

Também foram desenvolvidas diferentes metodologias de identificação do início da estação chuvosa baseadas na circulação atmosférica (GAN et al., 2005; SILVA; CARVALHO, 2007; RAIA; CAVALCANTI, 2008), na precipitação (LIEBMANN; MARENGO, 2001; MARENGO et al., 2001; BOMBARDI; KINTER; FRAUENFELD, 2019) e na Radiação de Onda Longa Emergente no topo da atmosfera (ROLE; KOUSKY, 1988).

Assim, grande parte dos estudos buscaram verificar a variabilidade do início da estação chuvosa influenciada pelas condições atmosféricas e oceânicas em

grande escala, mas verifica-se uma escassez de estudos sobre as interações entre os processos de superfície e a atmosfera durante o início da estação chuvosa (FU; LI, 2004; MARENGO et al., 2012; BOMBARDI; KINTER; FRAUENFELD, 2019). Os processos de superfície afetam a baixa atmosfera por meio das trocas de energia, água e momentum que condicionam o desenvolvimento da Camada Limite Planetária (CLP), que por sua vez, interage com o escoamento de grande escala, modificando os mecanismos e microfísica das nuvens e o potencial de precipitação (MA et al., 2011). Os processos de superfície fornecem condições necessárias, mas não são suficientes para determinar o início da estação chuvosa (FU; LI, 2004). Mesmo assim, os processos de superfície são diretamente afetados por variações na data de início da estação chuvosa. Fu e Li (2004) observaram que o início atrasado da estação chuvosa está associado com uma estação seca precedente mais longa e com menor índice pluviométrico. Neste caso, o fluxo de calor latente (LE) é reduzido devido a menor disponibilidade de água tanto no solo quanto na atmosfera. A vegetação sofre estresse hídrico afetando seus processos metabólicos, e eventualmente ocorre o fechamento dos estômatos. A geração de energia e biomassa pela planta começa a reduzir e conseqüentemente o Índice de Área Foliar (IAF) também reduz. A redução de LE é re-particionada, e os fluxos de calor sensível (H) e de calor no solo (G) aumentam, promovendo uma condição termodinâmica na atmosfera média mais estável e seca, e, portanto, desfavorável à convecção (FU; LI, 2004).

Os processos descritos acima são conseqüências das interações biosfera-atmosfera, e, portanto, é necessário um maior entendimento do feedback da superfície para a atmosfera e quais seus impactos nas condições de tempo e clima. Por isso, este estudo buscou contribuir para o entendimento das interações biosfera-atmosfera associadas ao início da estação chuvosa, baseado na hipótese de que a variação da data de início da estação chuvosa afeta os processos de superfície, modulando os fluxos de energia e os ciclos biogeoquímicos (carbono, água), e conseqüentemente criando um feedback nos processos dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera. O objetivo geral do presente estudo foi **avaliar como os processos físicos de superfície são**

afetados por variações na data do início da estação chuvosa na AS, e qual é a resposta atmosférica (dinâmica e termodinâmica) às alterações da cobertura vegetal em anos caracterizados pelo adiantamento, atraso e normalidade do início da estação chuvosa. Os objetivos específicos propostos foram:

- a) Determinar e analisar os padrões atmosféricos e de superfície (balanço de energia, água e carbono) associados aos anos caracterizados pelo início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa;
- b) Identificar as alterações nos processos de superfície devido à mudança da cobertura vegetal em anos caracterizados pelo início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa;
- c) Analisar a resposta atmosférica (dinâmica e termodinâmica) gerada pelas alterações nos processos de superfície devido à mudança da cobertura vegetal em anos caracterizados pelo início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

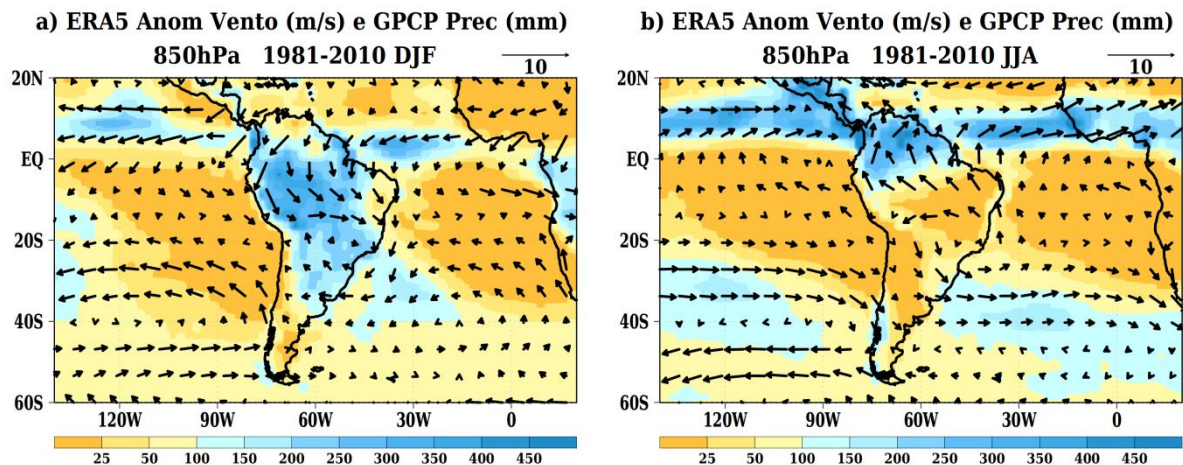
Como a estação chuvosa na região central da AS, principalmente sobre o sudoeste da Amazônia e as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil, está associada ao Sistema de Monção na AS (SMAS; ZHOU; LAU, 1998; GAN et al., 2004; GAN et al., 2009; VERA et al., 2006; MARENGO et al., 2012) muitos estudos abordam os temas como sinônimos. No entanto, é importante ressaltar que a definição de estação chuvosa se refere à característica do regime de precipitação, enquanto o SMAS se refere à atuação de vários sistemas meteorológicos que ocorrem no verão sobre a América do Sul: Alta da Bolívia (AB; LENTERS; COOK, 1997), cavado do Nordeste (CNE; LENTERS; COOK, 1997), Baixa do Chaco (BC; SELUCHI; SAULO, 2012), ZCAS (KODAMA, 1992) e Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS; SELUCHI; MARENGO, 2000; MARENGO et al., 2004). Estudos têm buscado entender os padrões atmosféricos e de superfície associados ao início da estação chuvosa, com o objetivo de melhorar a representação do SMAS em modelos de previsão de tempo e clima (COLLINI et al., 2008; CAVALCANTI; RAI, 2017).

2.1 Início da estação chuvosa

Na área entre o sudeste da bacia Amazônica e o Sudeste brasileiro (25°S) observam-se ciclos anuais de precipitação caracterizados por duas estações: seca e chuvosa. Nesta área, mais (menos) de 50% (5%) do acumulado total de precipitação é observado durante os meses de verão (inverno) austral (MARENGO et al., 2012). A estação chuvosa está associada com a reversão leste-oeste na direção das anomalias das componentes do vento em baixos níveis como apresentado na Figura 2.1, configuração obtida por meio da remoção da média anual do vento (ZHOU; LAU, 1998; GAN et al., 2004; SILVA, 2012). No inverno (JJA) o vetor anomalia do vento é de sudeste e no verão (DJF) torna-se de noroeste. O comportamento da precipitação e do vento é característico de regiões monçônicas, como o caso da AS (ZHOU; LAU, 1998). Isto porque o início da estação chuvosa está associado com a intensificação da atividade convectiva, observada pela redução da radiação de

onda longa emergente no topo da atmosfera (ROLE; KOUSKY, 1988; KODAMA, 1992), a noroeste da bacia Amazônica em meados de setembro que passa a se estender, entre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil entre outubro e novembro (KOUSKY, 1988; MARENGO et al., 2001; GAN et al., 2004; GAN et al., 2005; VERA et al., 2006; SILVA; CARVALHO, 2007; RAIA; CAVALCANTI, 2008; GAN et al., 2009). De novembro a fevereiro, a principal atividade convectiva se concentra sobre a região centro-leste do Brasil associada a uma banda de nebulosidade e precipitação, conhecida como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS; KODAMA, 1992), que se estende do sudeste da Amazônia ao oceano Atlântico subtropical (ZHOU; LAU, 1998; RAIA; CAVALCANTI, 2008; MARENGO et al., 2012) onde também são observadas a passagem de sistemas frontais, que tornam-se quase-estacionários próximo à costa da região Sudeste brasileira (RAIA; CAVALCANTI, 2008).

Figura 2.1 - Precipitação climatológica e anomalia do vento em 850 hPa resultante da remoção da média anual para DJF e JJA.



Precipitação média (sombreado em cores) e anomalias médias das componentes do vento em 850 hPa (vetores) obtidas pela remoção da média anual baseada na climatologia de 1981 a 2010 para os meses de verão (DJF) em (a) e de inverno (JJA) em (b). As componentes do vento em 850 hPa são provenientes da reanálise do ERA5 (HERSBACH et al., 2019) e a precipitação é proveniente do GPCP (ADLER et al., 2003).

Fonte: Produção da autora.

Gan et al. (2004), usaram dados de precipitação para definir a estação chuvosa e seca na região central do Brasil (20°-10°S e 60°-50°W) e observaram que o período chuvoso tem duração de, aproximadamente, sete meses com pico durante o verão (DJF), quando a precipitação acumulada é superior a 900 mm. Nos cinco meses restantes, referentes ao outono e inverno austrais a precipitação decresce, sendo que durante o inverno (JJA) a precipitação acumulada equivale a aproximadamente 100 mm. Além do aumento de precipitação, o início da estação chuvosa também se caracteriza pelo aumento da umidade específica na região central da AS, pelo aquecimento da superfície e pela reversão dos ventos em baixos níveis, que se torna de noroeste entre outubro e novembro (GAN et al., 2004). O aumento da umidade específica ocorre principalmente devido ao escoamento a leste dos Andes que transporta umidade da região Amazônica em direção à região central do Brasil (ALVES et al., 2005; MARENGO et al., 2012). O aquecimento da superfície, por sua vez, contribui para a instabilização da atmosfera seguido do aumento da atividade convectiva e conseqüentemente pela redução da pressão no continente em decorrência também do deslocamento para leste da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS; VERA et al., 2006; RAIA; CAVALCANTI, 2008; MARENGO et al., 2012).

Os processos de superfície são importantes para o início da estação chuvosa, uma vez que contribuem para as condições termodinâmicas e dinâmicas da atmosfera durante a estação seca. Neste contexto, Fu e Li (2004), observaram que o aumento dos fluxos de superfície (calor latente e sensível) em resposta ao aumento da radiação solar incidente (redução da nebulosidade), contribuem para o aumento de energia potencial disponível à convecção e da quantidade de vapor d'água no período de transição da estação seca para a estação chuvosa. Além disso, os processos locais também são importantes para o acumulado de precipitação da estação chuvosa. Um exemplo é a importância da quantidade de umidade armazenada no solo ao longo da estação seca para os estados da região central do Brasil, como Minas Gerais, onde o escoamento a leste dos Andes não é capaz de fornecer umidade (ALVES et al., 2005). Por isso, sugere-se que a passagem de sistemas frontais que atingem a costa leste

da AS são importantes para o aumento da umidade tanto no solo quanto em baixos níveis, tornando-se um gatilho para forçar movimentos ascendentes em uma atmosfera em processo de desestabilização (LI; FU, 2004; RAIÁ; CAVALCANTI, 2008).

O término da estação chuvosa normalmente ocorre entre março e abril, e é caracterizado pelo enfraquecimento da convecção profunda na região central da AS e seu deslocamento para os trópicos, ao mesmo tempo em que a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) se desloca para sul sobre o oceano Atlântico (GAN et al., 2004; KODAMA, 1992).

Nas simulações climáticas do modelo de circulação geral do CPTEC/INPE para o início da estação chuvosa estudadas por Cavalcanti e Raia (2017), foram representadas as principais características atmosféricas observadas do SMAS e os respectivos padrões associados ao início da estação chuvosa. No entanto, a intensidade e a localização de alguns sistemas atmosféricos, não foram propriamente representadas pelo modelo. As autoras também notaram melhorias no ciclo anual de precipitação, principalmente na região Amazônica, e também em outras variáveis que são atribuídas às seguintes implementações no modelo: do esquema de convecção Grell (GRELL; DÉVÉNYI, 2002), do esquema de Camada Limite Planetária (CLP; HOLTSLAG; BOVILLE, 1993) e do esquema de radiação CLIRAD (BARBOSA; TARASOVA; CAVALCANTI, 2008). Mas as melhorias citadas também foram responsáveis pelo atraso na reversão dos ventos e conseqüentemente no fluxo de umidade na área do núcleo da monção (critério utilizado pelas autoras para identificar o início da estação chuvosa).

2.1.1 Métodos de identificação do início da estação chuvosa

Com o objetivo de determinar o início da estação chuvosa, estudos aplicaram diferentes metodologias de identificação considerando: ROLE (KOUSKY, 1988; GARCIA; KAYANO, 2009), precipitação (LIEBMANN; MARENGO, 2001; MARENGO et al., 2001; BOMBARDI; KINTER; FRAUENFELD, 2019), vento e precipitação (GAN et al., 2004), componentes do vento (GAN et al., 2005),

análise combinada de Função Ortogonal Empírica (FOE) de anomalias de precipitação e de campos que representam a dinâmica e termodinâmica da monção em 850 hPa (SILVA; CARVALHO, 2007), fluxo de umidade (RAIA; CAVALCANTI, 2008), precipitação e funções ortogonais empíricas rotacionadas (NIETO-FERREIRA; RICKENBACH, 2011), e índice normalizado de água precipitável (NEVES et al., 2013).

Kousky (1988) definiu que a estação chuvosa, inicia quando a primeira ocorrência de ROLE inferior a 240 W.m^{-2} é precedida por pelo menos 10 de 12 pântadas com ROLE superior a 240 W.m^{-2} e sucedida por 10 de 12 pântadas com ROLE inferior a 240 W.m^{-2} . O autor identificou a formação da ZCAS no final de setembro, enquanto sua intensificação e deslocamento para norte, alcançando a porção sul do nordeste brasileiro ocorre entre outubro e início de janeiro, e seu enfraquecimento em março quando os valores de ROLE diminuem sobre o sul e leste do Brasil. Este método de identificação foi deficiente no noroeste da Amazônia porque os valores de ROLE são baixos o ano todo.

Liebmann e Marengo (2001), por sua vez, definiram a data de início (término) quando o acumulado diário de precipitação é superior (inferior) à climatologia anual para a bacia Amazônica. Este método será doravante referenciado como LM01. Os autores encontraram que a estação chuvosa na bacia se inicia no sudeste da região Amazônica e depois avança em direção ao norte da bacia. O estudo de Liebmann et al. (2007) também utilizou o método LM01, porém, para a região de atuação do SMAS, quando foi observado que o início da estação chuvosa começa no sudeste da Amazônia, avança em direção ao Centro-Oeste e Sudeste do Brasil e depois atinge o norte da Amazônia influenciada pela proximidade e atuação da ZCIT.

Gan et al. (2004), estudaram a circulação atmosférica associada à estação chuvosa no Centro-Oeste brasileiro utilizando um índice que combina campos do vento em 850 hPa e de precipitação. Os resultados obtidos indicaram que, o início (término) da estação chuvosa pode ser identificado a partir do primeiro registro de ventos de oeste (leste) em 850 hPa acompanhado de taxa de

precipitação superior (inferior) a 4 mm.dia^{-1} em pelo menos 6 das 8 pântadas seguintes. Os resultados confirmaram a configuração da distribuição da precipitação da estação chuvosa na direção NO-SE (KOUSKY, 1988; MARENGO et al., 2001; LIEBMANN et al., 2007) e ainda justificaram que a maior variabilidade nas datas de início da estação chuvosa em relação às datas de término é devido à passagem de sistemas transientes, que promovem a convecção profunda e a organização da ZCAS.

Gan et al. (2005) aplicaram quatro índices de monção: dois baseados no cisalhamento do vento zonal e meridional, e dois na magnitude e direção das componentes zonal e meridional do vento em 850 hPa. Observaram que o índice do vento zonal em 850 hPa, foi o que melhor representou a data de início da estação chuvosa, uma vez que, este depende do fluxo de umidade para a região Centro-Oeste do Brasil.

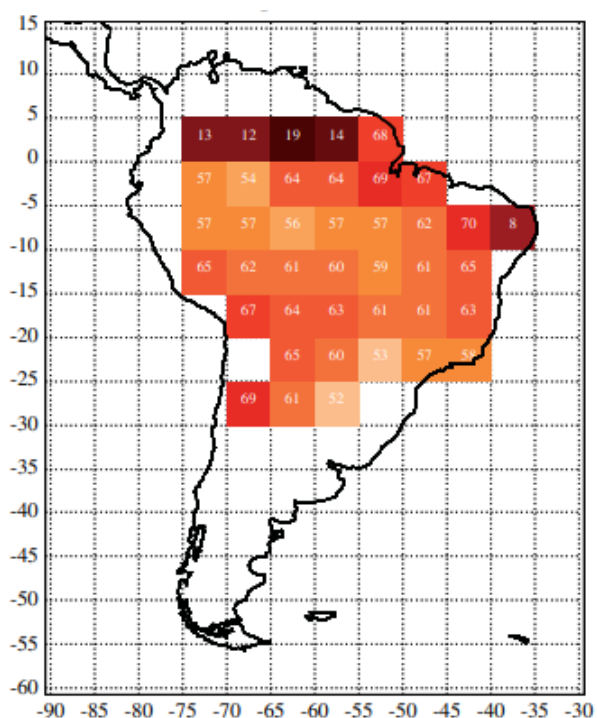
Silva e Carvalho (2007) definiram o índice de grande escala do SMAS, em inglês Large-Scale Index for South America Monsoon (LISAM), baseado na análise de FOE combinada usando anomalias de precipitação, umidade específica em 850 hPa, componentes zonal e meridional do vento em 850 hPa e temperatura do ar em 850 hPa (CARVALHO et al., 2011). Este índice corresponde à série temporal do primeiro modo da FOE capaz de representar tanto as variações intrasazonais e interanuais como também identificar o início e término da estação chuvosa para a região do estudo ($0\text{-}40^{\circ}\text{S}$ e $65\text{-}20^{\circ}\text{W}$). O início (término) da estação chuvosa ocorre quando a média móvel de 3 pântadas do LISAM torna-se positiva (negativa). As principais vantagens deste índice envolvem o seu uso para diagnóstico da monção em tempo real e a continuidade no tempo, por isso, é definido durante as estações seca e chuvosa.

Raia e Cavalcanti (2008) propuseram um índice de fluxo de umidade com o objetivo de estudar o ciclo de vida do SMAS. Calcularam o transporte vertical integrado (superfície a 700 hPa) de umidade pela componente do vento zonal para as pântadas do período de interesse, em seguida, o transporte vertical foi normalizado para obter um resultado entre -1 e +1, em que o transporte zonal

de umidade mínimo (máximo) é representado por -1 (+1). O início (término) da estação chuvosa é determinado quando o índice mostra o primeiro valor positivo (negativo) seguido por, pelo menos, 3 pântadas com valores positivos (negativos) em 4 pântadas subsequentes. Obtiveram que o início ocorre no final de outubro e o término no final de março. Os resultados obtidos pelas autoras foram semelhantes aos obtidos por Silva e Carvalho (2007), exceto pela data de término da estação chuvosa que foi adiantada em relação ao índice LISAM.

Nieto-Ferreira e Rickenbach (2011) desenvolveram um modelo conceitual do início da estação chuvosa com base em análises de limiares de precipitação e de funções ortogonais empíricas rotacionadas. Identificaram as regiões da AS que compartilham um ciclo sazonal de variabilidade de precipitação similar. Então, em média, o primeiro estágio do início da estação chuvosa ocorre entre 18 e 22 de outubro (pântada 59), quando a precipitação começa na região noroeste da AS e gradualmente se estende ao sudeste do continente. O segundo estágio ocorre entre 28 de outubro e 1 de novembro (pântada 61), caracterizado pela configuração da ZCAS. E o terceiro estágio, ocorre a partir de 27 e 31 de dezembro (pântada 73) podendo se estender até meados de fevereiro e março (pântadas 12-19) do ano seguinte, pois envolve a chegada da monção na foz do Rio Amazonas e no Equador que, por sua vez, está associada com a lenta migração da ZCIT para o hemisfério de verão (Figura 2.2).

Figura 2.2 - Pêntada média do início da estação chuvosa sobre as regiões do SMAS.



A pêntada média é referente ao período de 1979 a 2007. As cores mais escuras representam o início mais tardio, uma vez, que o início é definido a partir de junho de um dado ano até abril do ano seguinte.

Fonte: Adaptado de Nieto-Ferreira e Rickenbach (2011).

Neves et al. (2013), utilizaram o Índice Normalizado de Água Precipitável (INAP) que consiste na normalização do valor diário de água precipitável para identificar o instante em que ocorre o início da estação chuvosa (ZENG; LU, 2004). O objetivo do estudo foi analisar as condições de umidade e fluxos de calor latente e sensível nos momentos anteriores ao início da estação chuvosa nas regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Os resultados indicaram que a estação chuvosa se inicia, em média, em meados de outubro na região Centro-Oeste e em meados de novembro na região Sudeste.

Bombardi, Kinter e Frauenfeld (2019) aplicaram o método LM01 com cinco adaptações em dados de precipitação provenientes do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), do *Climate Prediction Center Unified Gauge-Based Analysis of Global Daily Precipitation* (CPC_UNI), do *Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications version 2* (MERRA2) e do

Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS) para criar uma base de dados em grade global das características das estações seca e chuvosa, conhecido como *Rainy And Dry Season* (RADS). Lembrando que o método LM01 considera o início da estação chuvosa quando a precipitação diária excede a taxa de precipitação média anual, a seguir estão listadas as cinco adaptações realizadas:

- a) A data de início do cálculo equivale à data em que ocorre o mínimo do primeiro harmônico do ciclo anual médio de precipitação em cada ponto da grade;
- b) As datas de término são calculadas retrospectivamente;
- c) Após calcular as datas de início ou fim da estação chuvosa, são verificados os outliers (casos em que as datas de início e término ultrapassam 1,5 vezes o intervalo do interquartil). Em casos com outliers, as datas são recalculadas utilizando a metodologia de Bombardi et al. (2017). Em seguida, uma nova verificação é feita para dados outliers acima ou abaixo de 3 vezes o intervalo do interquartil. Se ambas verificações falharem, o dado é desconsiderado. Além disso as regiões em que o algoritmo falha na detecção em mais de 33% do tempo são mascaradas;
- d) Regiões caracterizadas por duas ou três estações chuvosas por ano são mascaradas;
- e) Utilizaram a metodologia de “rugosidade mínima” (Mann, 2004) para evitar erros no último ano de registros nos casos em que as estações chuvosas ocorrem entre os anos.

Os autores observaram que as características das estações são consistentes entre os conjuntos de dados. No entanto, existe maior concordância entre as bases de dados nas regiões monçônicas se comparadas com as demais regiões e de modo geral apontam a importância do RADS para potenciais pesquisas que promovam melhor entendimento das fontes de variabilidade das características da estação chuvosa.

Na Tabela 2.1 estão apresentados os resultados obtidos do início da estação chuvosa por alguns dos estudos acima citados e nota-se que as datas médias do início da estação chuvosa são semelhantes. No entanto, as variabilidades interanuais das datas de início, geralmente, não coincidem e normalmente os estudos estão limitados à região da Bacia Amazônica (NIETO-FERREIRA; RICKENBACH, 2011). Sugere-se também que o início da estação chuvosa depende se o método de identificação é baseado num limiar local ou universal, ou seja, quando um único limiar é aplicado para várias regiões (DOS SANTOS, 2016).

Tabela 2.1 - Comparação das datas médias do início da estação chuvosa obtida por diferentes metodologias.

Estudo	Início da estação chuvosa	Região	Metodologia	Período
Kousky (1988)	3/agosto a 28 agosto	Oeste da Amazônia	Radiação de Onda Longa Emergente	1979-1987
	8/setembro a 27/setembro	Centro-Oeste e Sudeste do Brasil		
Gan et al. (2004)	27/setembro a 23/outubro	Centro-Oeste do Brasil	Reversão do vento e precipitação	1979-2000
Silva e Carvalho (2007)	28/outubro a 1/novembro	Região central do Brasil	LISAM	1979-2005
Raia e Cavalcanti (2008)	23 a 27 de outubro	Região central do Brasil	Integral do fluxo de umidade	1984-2004
Nieto-Ferreira e Rickenbach (2011)	18 a 22 de outubro	Noroeste da AS	Precipitação e análise de funções ortogonais empíricas rotacionadas	1979-2007
	28 de outubro e 1 de novembro	Centro-Oeste e Sudeste do Brasil		
Neves et al. (2013)	meados de outubro	Centro-Oeste	Índice Normalizado de Água Precipitável	2000-2010
	meados de novembro	Sudeste		
Bombardi et al. (2019)	26 a 27 de outubro	Região central do Brasil	LM01 com modificações	1979-2017

Fonte: Produção da autora.

2.1.2 Variabilidade do início da estação chuvosa

Estudos documentaram a influência do ENOS na variabilidade interanual da precipitação sobre regiões tropicais e subtropicais da AS, incluindo regiões afetadas pelo SMAS (GRIMM, 2003). Liebmann e Marengo (2001) encontraram que o aquecimento do oceano Pacífico equatorial associado ao fenômeno El Niño está correlacionado com o atraso do início da estação chuvosa sobre a região norte da bacia Amazônica, isto porque durante a primavera austral, os eventos de El Niño induzem subsidência sobre a Amazônia e o Nordeste brasileiro, e conseqüentemente há redução de convergência de umidade e de precipitação nestas regiões (GRIMM et al., 2007). Além disso, durante o El Niño (La Niña) ocorre a propagação de ondas de Rossby entre trópicos e extratropicais, resultando no aumento (na redução) da precipitação sobre o nordeste da Argentina, Uruguai e sul do Brasil (COELHO et al., 2002; CAI et al., 2020). No entanto, vale ressaltar que estudos para a região Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, não encontraram relações diretas significativas entre as fases do ENOS e o início da estação chuvosa (GAN et al., 2004; FERREIRA; GAN, 2011).

Marengo et al. (2001), ao investigarem a influência da TSM na precipitação sazonal da Amazônia, observaram que as anomalias negativas de TSM no Atlântico tropical sul e positivas no Pacífico tropical estão associadas com atrasos no início da estação chuvosa. Outros estudos que investigaram o papel do padrão de dipolo do Atlântico Sul nas variações da precipitação na AS, observaram que anomalias positivas (negativas) de TSM no Atlântico Sul extratropical juntamente com anomalias negativas (positivas) no Atlântico Sul tropical, estão associadas com o aumento (redução) da precipitação acumulada, e conseqüentemente com adiantamento (atraso) do início da estação chuvosa na região Sudeste do Brasil (BOMBARDI; CARVALHO, 2011; BOMBARDI et al., 2014). Isto ocorre porque, o padrão de dipolo com anomalias positivas (negativas) no Atlântico Sul extratropical está relacionado com a intensificação (enfraquecimento) da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS; VENEGAS; MYSAK; STRAUB, 1997) que neste caso, se posiciona mais

próximo (afastada) do continente (MARENGO et al., 2012). Esta configuração influencia no aumento (diminuição) do fluxo de umidade para a região Sudeste e também favorece (desfavorece) a caracterização de frentes estacionárias atuantes na costa leste do Brasil. A atuação de frentes frias é importante para organização da convecção na configuração da ZCAS (BOMBARDI et al., 2014). Além disso, a intensidade da ZCAS durante o verão é influenciada pela TSM do Atlântico Sul e do Pacífico (TASCHETTO; WAINER, 2008).

Normalmente, as variações intrasazonais de precipitação na região tropical da AS estão associadas com a Oscilação de Madden Julian (OMJ; MADDEN; JULIAN, 1972; KOUSKY, 1988; KOUSKY; KAYANO, 1994). No entanto, Gan et al. (2004), estudaram períodos extremos (seco, úmido) de precipitação observados na estação chuvosa e associaram as anomalias positivas (negativas) de precipitação na região central e oeste da AS (20°- 10°S e 60°- 50°W) à atuação de sistemas frontais de latitudes médias (Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis subtropicais - VCANS). Isto porque, os sistemas frontais que atuam na costa leste da AS contribuem para a intensidade e localização da ZCAS (SILVA; KOUSKY, 2001). Já, os VCANS, quando se configuram sobre o continente, promovem movimentos descendentes e geram rupturas na organização da convecção profunda (KOUSKY; GAN, 1981). Além disso, os estudos sobre a variabilidade da precipitação decorrente da configuração da ZCAS indicaram um padrão do tipo dipolo, que está presente nas escalas temporais intrasazonal e decadal, caracterizado por fases ativas (inativas) em que há favorecimento (desfavorecimento) de precipitação nas regiões atuantes (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; DÍAZ; ACEITUNO, 2003). Na fase ativa do SMAS, há intensificação da ZCAS e a precipitação é suprimida ao sul de seu posicionamento. Na fase inativa há desintensificação da ZCAS e o aumento de precipitação sobre o Uruguai, sul do Brasil e noroeste da Argentina devido à intensificação do transporte de umidade pelo JBNAS (JONES; CARVALHO, 2002). Desta forma, a variabilidade intrasazonal está associada à variabilidade espacial da precipitação da ZCAS durante a estação chuvosa, e não diretamente com o início da estação chuvosa.

Raia e Cavalcanti (2008) mostraram que as variabilidades de alta frequência associadas à passagem de sistemas frontais são importantes para o estabelecimento do início da estação chuvosa. Isto porque os sistemas frontais promovem a instabilidade convectiva e o aumento da umidade tanto da atmosfera quanto do solo, e conseqüentemente há o gradual aumento do fluxo de LE. As condições de superfície promovidas pelos sistemas frontais no Sudeste brasileiro, juntamente com o aumento do fluxo de umidade no sentido NO-SE associado com o JBNAS, são essenciais para o início da estação chuvosa. As autoras também investigaram anos de início anômalo da estação chuvosa (atrasado/adiantado), e notaram que apresentaram características similares ao início normal. Por isso, sugerem que os padrões de grande escala associados às fases do SMAS que ocorrem em todos os anos de início da estação chuvosa envolvem: (a) a posição e intensidade da ASAS, (b) o fluxo de umidade da Amazônia em direção à região central do Brasil e (c) os movimentos verticais ascendentes que promovem a convecção profunda. Mesmo assim, no início atrasado da estação chuvosa observaram que a Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) no Sudeste brasileiro é maior em relação ao ano de início normal, e também não foram observadas passagens de sistemas frontais. Já no ano adiantado, apesar do comportamento da PNMM ser similar ao ano atrasado, logo em meados de setembro observou-se a passagem de um sistema frontal forte responsável por promover condições de instabilidade atmosférica e umidade do solo e da atmosfera suficientes para o início da estação chuvosa.

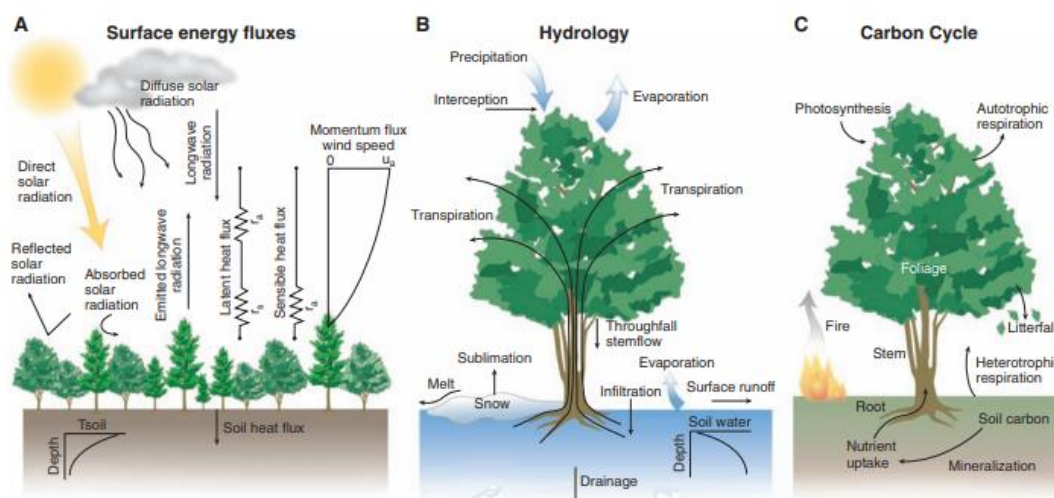
Em relação às variabilidades locais, Fu e Li (2004), estudaram o comportamento dos fluxos de superfície em anos de atraso e adiantamento da estação chuvosa. Os autores observaram que aumento de LE é responsável por reduzir a energia de inibição convectiva ou *Convective Inhibition Energy* (CINE) resultando em aumento da precipitação local, e favorecendo o adiantamento do início da estação chuvosa. É importante ressaltar que a umidade da superfície e a instabilidade estática na baixa troposfera, fornecem uma condição necessária, mas não suficiente para determinar o início da estação chuvosa (FU; LI, 2004). Assim, Li e Fu (2004), observaram que a

transição entre as estações seca e chuvosa no sudeste da Amazônia, se inicia com aumento do fluxo de calor latente e da precipitação local, contudo é a circulação de grande escala que modula o início da estação chuvosa. Neste contexto, os autores sugerem que o atraso da estação chuvosa pode ser indicado pela ocorrência de ventos fortes de oeste em altos níveis (200 hPa) antes da primavera austral, isto porque, estes ventos induzem o atraso do desenvolvimento da AB na região subtropical da AS.

2.2 Processos físicos de superfície

Estudos têm destacado a importância dos processos de interação entre superfície e atmosfera na caracterização das condições de tempo e clima, tanto na escala regional quanto global, afetando principalmente o regime de precipitação (COLLINI et al., 2008; DA ROCHA et al., 2009; SOUZA, 2009; ARAGÃO, 2012; KHANNA et al., 2017). Neste contexto, as características físicas da superfície mais relevantes envolvem o tipo de solo e a cobertura vegetal, por serem determinantes para as trocas de massa, momentum e energia entre a superfície e a atmosfera, que ocorrem na CLP (STULL, 2012), e que, por sua vez estão diretamente relacionados com as condições de umidade, temperatura, instabilidade, formação de nuvens e precipitação (DA ROCHA et al., 2009). De forma geral, as interações superfície-atmosfera podem ser resumidas em três: fluxos de momentum e energia na superfície geradas pelo vento e pelo balanço de radiação, respectivamente (Figura 2.3 A), ciclo da água (Figura 2.3 B) e ciclo do carbono (Figura 2.3 C).

Figura 2.3 - Esquema representativo das três principais componentes das interações superfície-atmosfera: fluxos de energia (A), ciclo da água (B), ciclo de carbono (C).



Fonte: Adaptado de Bonan (2008).

2.2.1 Feedbacks entre a superfície e a atmosfera

Uma fração da radiação de ondas curtas atinge a superfície da Terra, uma vez que, a camada de ozônio absorve grande parte da radiação ultravioleta. Da radiação restante, metade está na porção infravermelha do espectro e é absorvida pelo dióxido de carbono, pelo vapor d'água e por gotas de água (nuvens). A outra metade da radiação está na porção visível, no qual uma porcentagem é refletida de volta ao espaço pelas nuvens e pela superfície. A radiação restante atinge a superfície sendo absorvida pelo solo (aquecendo-o) e pelas plantas no processo de fotossíntese. Portanto, o saldo de radiação na superfície depende da quantidade de radiação solar absorvida pela superfície, onde o papel do albedo é importante, tal que superfícies cobertas com gelo, refletem de 80 a 90% da radiação de onda curta incidente (KUKLA; ROBINSON, 1980), enquanto solos cobertos por florestas tropicais como a Amazônia são capazes de refletir apenas de 10 a 15% da radiação de onda curta incidente (CULF; FISCH; HODNETT, 1995).

Estudos sobre como as alterações na cobertura do solo afetam o saldo de radiação, mostram a relação direta do albedo com a radiação de onda curta e suas consequências para as condições de tempo e clima. Souza (2009) estudou os efeitos da desertificação total da região do Semi-Árido do Nordeste brasileiro a partir de simulações com o modelo regional MM5. Seus resultados indicaram o aumento do albedo em 25% na caatinga e 35% no deserto, seguido da redução de precipitação em resposta à diminuição da evapotranspiração e à indução de anomalias de subsidência na média e alta troposfera. A autora mostra que a redução da evapotranspiração está associada com a redução da transpiração devido à menor cobertura vegetal, e com a diminuição da umidade nas primeiras camadas de solo decorrente da redução da precipitação. Como consequência da redução de evapotranspiração (associada ao fluxo de calor latente), há o aumento do fluxo de calor sensível responsável pelo aumento da temperatura do ar adjacente à superfície e pela formação de um sistema de baixa pressão térmica. A autora sugere que este mecanismo poderia contribuir para a precipitação local, no entanto como mencionado, anomalias de subsidência são induzidas em altos e médios níveis, e conseqüentemente contribuem para a inibição convectiva. Estas anomalias de subsidência são induzidas para manter o equilíbrio energético, isto porque o saldo de radiação no topo da atmosfera diminui como consequência do aumento de radiação emergente tanto de onda curta quanto de onda longa. A redução deste saldo tende a resfriar a coluna atmosférica, então as anomalias de subsidência são induzidas para ocorrer aquecimento por subsidência que também compensa o resfriamento decorrente das anomalias de ascendência em baixos níveis mencionadas acima.

Como discutido acima, o desflorestamento causa alterações nas trocas de massa, energia e momentum entre a superfície e a atmosfera e conseqüentemente, afeta a circulação atmosférica tanto em escala regional quanto global. Os tópicos seguintes sumarizam as principais alterações nas interações superfície-atmosfera devido ao desflorestamento:

- a) O aumento do albedo da superfície é responsável por reduzir o balanço de energia à superfície e alterar o particionamento dos fluxos de energia (fluxos de calor sensível, latente e no solo) de modo a gerar o resfriamento da atmosfera em altos níveis sobre a área desflorestada, induzindo uma circulação térmica (SOUZA, 2009; ARAGÃO, 2012);
- b) O fluxo de momentum é alterado devido à redução da rugosidade da superfície que, por sua vez, é responsável pela redução dos movimentos verticais turbulentos, uma vez que o atrito é reduzido quando a cobertura florestal se torna pastagem (ARAGÃO, 2012; KHANNA et al., 2017);
- c) As reduções no Índice de Área Foliar (IAF) são responsáveis por impactar tanto o ciclo d'água quanto do carbono, uma vez que, a evapotranspiração é reduzida em função de reduções na cobertura vegetal, no fluxo de calor latente, na umidade do solo e na precipitação. Além disso, o carbono sequestrado pela vegetação durante o processo de fotossíntese é liberado na atmosfera após o desflorestamento (QUERE et al., 2018).

A convergência de umidade também é afetada devido à alteração da rugosidade da superfície, uma vez que áreas florestadas apresentam maior evapotranspiração e umidade atmosférica, resultando em mais precipitação e mais formação de nuvens quando comparado com áreas não florestadas. Estudos sobre reciclagem de água são muito comuns para a Amazônia (ELTAHIR; BRAS, 1994; COSTA; FOLEY, 1999; ARAGÃO, 2012), e baseiam-se na ideia de que a precipitação na região é proveniente do processo de evapotranspiração que ocorre na floresta e do vapor d'água advectado pelos ventos alísios. Desta forma, enfatiza-se a importância dos processos locais de superfície tanto no ciclo da água quanto no clima local (BRUBAKER et al., 1993) e regional, pois a evapotranspiração Amazônica também influencia a precipitação na bacia do Prata (SÖRENSSON et al., 2010; RUSCICA; SÖRENSSON; MENÉNDEZ, 2014) e também afeta o fornecimento de umidade para o SMAS (COLLINI et al., 2008; MA et al., 2011; RUSCICA; SÖRENSSON; MENÉNDEZ, 2014). Os estudos feitos estimaram que a contribuição da

reciclagem de umidade na Amazônia está entre 25 e 50% (COSTA; FOLEY, 1999; ARAGÃO, 2012). A porcentagem restante é proveniente da advecção de umidade do Oceano Atlântico tropical (ELTAHIR; BRAS, 1994). Portanto, a evapotranspiração exerce um papel importante de extração da água do solo pelas raízes e bombeia-a para a atmosfera contribuindo para a precipitação local. Neste contexto, a bacia Amazônica, a mais extensa floresta tropical do mundo, tem sofrido com altas taxas de desflorestamento (taxa anual de 0,48%), e estudos de simulações numéricas da atmosfera têm mostrado que estas mudanças no uso e cobertura do solo, são capazes de reduzir a precipitação e evapotranspiração e conseqüentemente o transporte de umidade para outras regiões, e aumentar o escoamento da água no solo (COX et al., 2000; VERA et al., 2006; ARAGÃO, 2012). Tais alterações também impactam o ciclo do carbono, uma vez que áreas desflorestadas liberam o carbono estocado na vegetação de volta para a atmosfera (VERA et al., 2006).

A troca de CO₂ entre o ecossistema e atmosfera depende de fatores internos e externos que regulam tanto a fotossíntese quanto a respiração. Dentre os fatores internos destaca-se a anatomia e morfologia das folhas, o teor de pigmentos fotossintetizantes, o estágio fenológico da planta e o IAF que se refere à quantidade de folhas por metro quadrado de solo.

Por outro lado, os fatores externos envolvem: (a) a taxa de iluminação; (b) a disponibilidade de água na atmosfera e no solo porque em condições de alta demanda evaporativa atmosférica e alto estresse hídrico no solo, o turgor das células-guarda diminui resultando no fechamento estomático; (c) a temperatura do ar, pois a respiração das plantas aumenta com a temperatura entre 0°C e 30°C, atingindo o ápice em torno de 40°C a 50°C, quando começa a decrescer (TAIZ; ZEIGER, 2009); (d) a concentração de CO₂, cuja concentração ótima é atingida em 0,2% de CO₂, uma vez que acima desse valor, a taxa de fotossíntese não se altera, e por sua vez, também depende do tipo de ciclo de fixação de carbono: plantas C3 (gramíneas, árvores frutíferas), C4 (cana de açúcar) e CAM (cactos, suculentas); (e) a disponibilidade de nutrientes no solo, sendo os mais importantes para a vegetação: o magnésio (Mg), o nitrogênio

(N) que é componente da enzima RuBisCO (responsável pela assimilação de carbono da atmosfera e conversão em matéria orgânica na folha), e o fósforo (P; SMEEKENS et al., 2010).

Para determinar a taxa de produção de biomassa no ecossistema, Produtividade Primária Líquida (PPL), subtrai-se a quantidade de carbono assimilada pela vegetação devido à fotossíntese (GPP; *Gross Primary Production*) da quantidade de carbono liberada devido à respiração que ocorre nas folhas, caule e raízes (AUBINET et al., 1999; CARBONE et al., 2016). Como resultado, quando o PPL é positivo significa que a vegetação absorveu mais CO₂ da atmosfera do que a quantidade liberada pelo processo de respiração.

As emissões antrópicas de carbono para a atmosfera têm apresentado grande contribuição no contexto de mudanças climáticas (COX et al., 2000). Estas emissões são principalmente oriundas de desflorestamentos, da queima de combustíveis fósseis seja por atividades industriais ou queimadas ilegais e da expansão de áreas agrícolas e pecuárias. Como resultado, a maior concentração de CO₂ na atmosfera contribui para a intensificação do efeito estufa e conseqüentemente para o aumento da temperatura média global, acentuando as mudanças climáticas (COX et al., 2000). Portanto, é importante que os modelos e estudos simulem e considerem, respectivamente, as variações de carbono devido às ações antrópicas (ARAGÃO, 2012). Além disso, análise da variação da biomassa vegetal é importante devido ao seu impacto direto nas partições dos fluxos de energia e conseqüentemente na variabilidade de precipitação local, regional e global.

2.2.2 Processos de superfície e o início da estação chuvosa

Em relação às variabilidades locais, Fu e Li (2004) estudaram o comportamento dos fluxos de superfície em anos de atraso e adiantamento da estação chuvosa. Os autores concentraram suas análises no período de transição da estação seca para a chuvosa, pois o sinal dos processos de superfície é predominante. No ano de início adiantado (1979), observaram que

a superfície estava mais úmida durante a estação seca e os fluxos de calor latente apresentaram valores maiores quando comparado a um ano neutro (1990). O aumento de LE é responsável por reduzir a energia de inibição convectiva, em inglês, *Convective Inhibition Energy* (CINE) resultando em aumento da precipitação local, e favorecendo o adiantamento do início da estação chuvosa. No ano de início atrasado (1984 e 1986), a superfície estava mais seca e os valores de CINE foram de 2 a 3 vezes maiores quando comparados ao ano neutro (1990). Esta condição de atmosfera estável e seca favorece o atraso do início da estação chuvosa.

Neves et al. (2013), por sua vez, analisaram as condições de umidade e fluxos de calor latente e sensível nos momentos precedentes ao início da estação chuvosa nas regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, e observaram que na transição das estações, ocorre o aumento do fluxo de calor latente e diminuição do fluxo de calor sensível. Este mesmo resultado foi observado por Li e Fu (2004) para o sudeste da Amazônia. Já para a região central do Brasil, Silva (2012) observou que antes do início da estação chuvosa a atmosfera passa por um processo de instabilização em função do aquecimento nas camadas baixas, logo promove o aumento do fluxo de calor sensível da superfície para a atmosfera. Como consequência, a convergência de massa em superfície aumenta, e os movimentos convectivos são intensificados promovendo o transporte de umidade e calor para níveis mais altos da atmosfera. Este processo de elevação das parcelas de ar resulta, eventualmente, em formação de nuvens e posteriormente em precipitação. O fluxo de calor latente torna-se predominante após o aumento de precipitação e consequentemente o aumento da umidade do solo, que por sua vez, promove o aumento da evaporação e por isso atua na manutenção da convecção após o início da estação chuvosa.

Os efeitos da deflorestação e o início da estação chuvosa têm sido estudados principalmente na região Amazônica, uma região que tem sido desflorestada desde a década de 1970. Butt et al. (2011), Debortoli et al. (2015) e Leite-Filho et al. (2019) verificaram que a deflorestação está associada ao atraso do início da estação chuvosa no sudeste da Amazônia. Chambers e Artaxo (2017)

levantaram a hipótese de que o atraso do início da estação chuvosa estaria associado à alteração na rugosidade da superfície, a qual resulta na modificação das interações superfície-atmosfera. Wright et al. (2017), usando dados de satélite, descreveram um mecanismo físico importante para o entendimento dos efeitos da deflorestação no sudeste da Amazônia e o início da estação chuvosa. Os autores verificaram que a transpiração da floresta Amazônica promove o aumento da convecção rasa durante a transição da estação seca para a estação chuvosa. O mecanismo de bombeamento de umidade pela convecção rasa umedece e desestabiliza a atmosfera, pré-condicionando-a para o início da estação chuvosa.

Neste contexto em que a deflorestação e a degradação de biomas naturais ocorrem na AS, destaca-se a importância de estudos que promovem o entendimento de como estes processos afetam as interações biosfera-atmosfera para consequentemente promover a representação destes processos e mecanismos em modelos de tempo e clima (COLLINI et al., 2008; MA et al., 2011; KUBOTA, 2012).

2.3 Brazilian Atmospheric Model (BAM)

A compreensão das interações entre as diferentes escalas espaciais e temporais dos fenômenos atmosféricos é ainda um grande desafio científico. Estudos usando metodologias baseadas em ferramentas estatísticas e numéricas são empregadas com o objetivo de promover o entendimento dos sistemas atmosféricos, porém nem sempre fornecem informações diretas nos campos meteorológicos utilizados na previsão de tempo e clima. Além disso, os modelos ainda apresentam dificuldade em simular a precipitação na Amazônia, principalmente durante o verão austral. As regiões em que os modelos numéricos apresentam maiores erros englobam a bacia Amazônica, a região de atuação da ZCAS e a bacia do Prata (FIGUEROA et al., 2016). Neste contexto por meio da análise dos resultados *do Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5)* foi observado que a precipitação na bacia Amazônica é subestimada (YIN et al., 2013; GULIZIA; CAMILLONI, 2014; MEHRAN et al., 2014) e por isso erros aparecem na simulação do SMAS (JONES; CARVALHO,

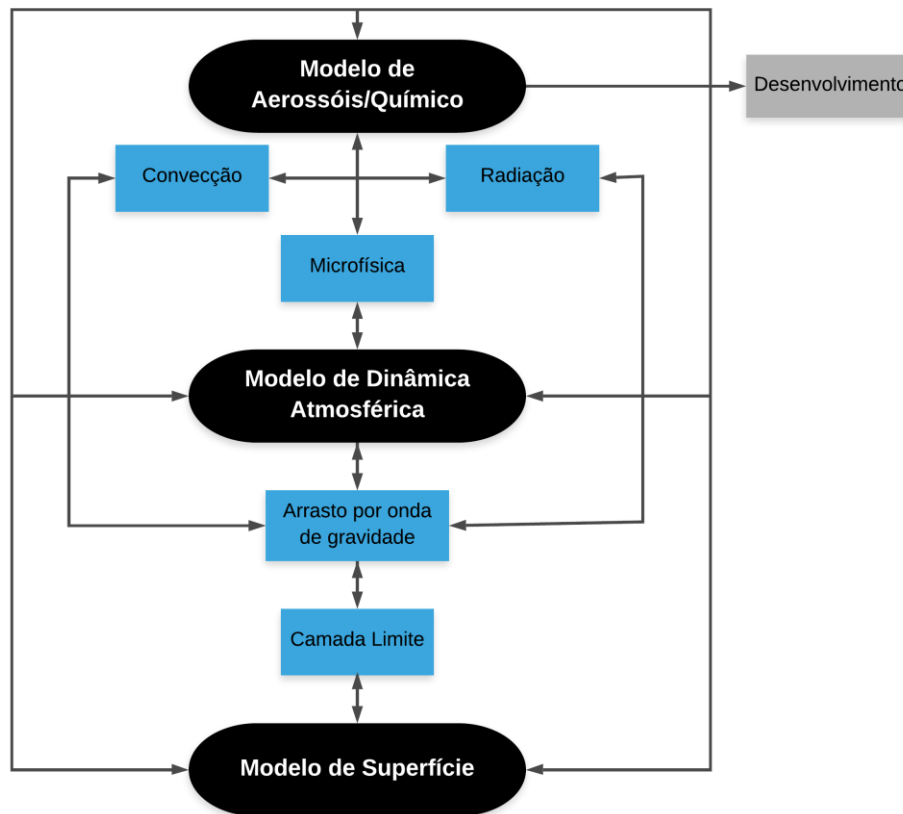
2013) devido à dificuldade em representar o transporte de umidade da Amazônia em direção ao Sul e Sudeste brasileiro. Apesar disso, os Modelos Globais de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA; CAVALCANTI et al., 2002), que atualmente evoluíram para Modelos Numéricos Globais do Sistema Terrestre (NOBRE et al., 2013) são importantes ferramentas científicas. No CPTEC/INPE utiliza-se o modelo *Brazilian Atmospheric Model* (BAM; FIGUEROA et al., 2016) e o *Brazilian Earth System Model* (BESM; NOBRE et al., 2013).

Os processos em um MCGA, por exemplo, no BAM, podem ser divididos em uma parte dinâmica e outra que representa os processos físicos. A parte dinâmica envolve a representação das equações primitivas que regem a atmosfera: equações do movimento zonal e meridional, equação do estado, equação da termodinâmica, equação da continuidade e equação hidrostática. A parte dos processos físicos engloba as parametrizações de radiação, superfície, camada limite planetária, convecção, arrasto de onda de gravidade e microfísica. Os Modelos Numéricos Globais do Sistema Terrestre (BESM), por sua vez, incluem todos os processos dinâmicos e físicos que ocorrem na atmosfera, no oceano (líquido e gelo), superfícies glaciais e superfícies terrestres. Estas ferramentas de modelagem possibilitaram a realização de vários estudos em diferentes escalas de tempo (SANTOS et al., 2008; CUNHA et al., 2015; FIGUEROA et al., 2016; NOBRE et al. 2016; CAVALCANTI et al., 2019; SOUZA et al., 2019; VEIGA et al., 2019; GUIMARÃES et al., 2020; COELHO et al., 2020). Em todos os estudos, os modelos BAM e BESM forneceram resultados científicos que ajudaram a melhorar a compreensão dos sistemas e das escalas meteorológicas abordadas. A interação entre a superfície e a atmosfera (KUBOTA, 2012; CUNHA et al., 2015) ainda precisa ser melhor compreendida na região central da América do Sul, pois é uma região afetada por diferentes escalas de sistemas meteorológicos de tempo e clima e com baixa habilidade preditiva na escala sazonal. Assim, as melhorias realizadas nos últimos anos (fenologia, condutividade hidráulica do solo, emissividade, fração de raízes finas, número de camadas de solo, etc.) no modelo IBIS, que está acoplado ao modelo BAM podem contribuir para

melhorar a destreza das previsões climáticas em escala sazonal. Neste contexto, vale ressaltar a melhoria obtida nas simulações de MCGA quando os processos de superfície são considerados e melhor representados (XUE et al., 2006; COLLINI et al., 2008; MA et al., 2011).

O BAM versão 2.0.0 é um modelo espectral de coordenada híbrida com truncamento triangular quadrático. Esta versão apresenta um novo núcleo dinâmico que incorpora um esquema semi-Lagrangiano de dois níveis monotônico. Este esquema resolve em ponto de grade o transporte tridimensional de umidade (umidade específica) de variáveis prognósticas das microfísicas (água líquida, gelo, etc) e dos traçadores (ozônio, CO₂). O esquema da Figura 2.4 mostra o funcionamento do modelo numérico BAM v2.0.0. As caixas pretas mostram os três módulos: de Superfície, de Dinâmica da Atmosfera e de Aerossóis ou Químico, que ainda está em desenvolvimento. Nas caixas azuis, estão apresentadas as parametrizações de convecção, radiação, microfísica, arrasto por onda de gravidade e camada limite.

Figura 2.4 - Esquema do modelo BAM.



Os módulos do BAM estão representados em preto, as parametrizações em azul e as interações através das setas.

Fonte: Produção da autora.

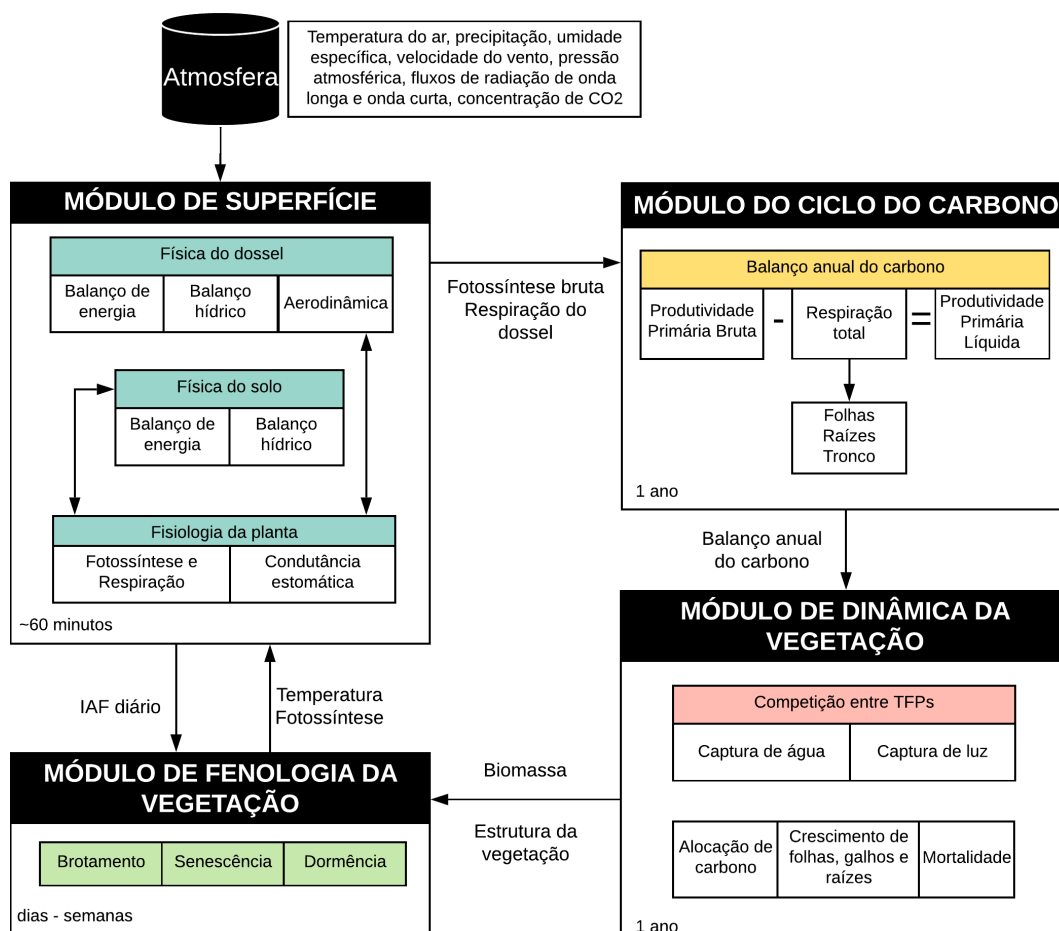
2.3.1 Integrated Biosphere Simulator (IBIS)

As simulações numéricas são sensíveis à representação dos processos de superfície e por isso, avanços na representação destes processos resultam em melhorias no desempenho dos MCGA (COLLINI et al., 2008; MA et al., 2011; KUBOTA, 2012). Neste contexto, considerar a atmosfera e a biosfera como um sistema acoplado é importante e por isso o *Integrated Biosphere Simulator* versão 2.6 (IBIS v2.6; FOLEY et al., 1996), foi implementado no BAM por Kubota (2012). O IBIS é um modelo de superfície pertencente à geração de Modelos Globais de Vegetação Dinâmica baseado no *Land-Surface Transfer Model* (LSX) para representar os processos físicos da superfície continental. O modelo inclui representações dos fluxos de energia, balanços de água, CO₂ e

momentum, da fenologia da vegetação (descreve as variações sazonais em função do IAF), do balanço de carbono (estima as contribuições da fotossíntese e da respiração para cada tipo funcional de planta) e da dinâmica vegetativa (a partir da produtividade primária líquida simulam-se as mudanças na cobertura da vegetação, fixação de carbono, ganho de biomassa, rotatividade de biomassa e mortalidade; FOLEY et al., 1996; KUBOTA, 2012; FIGUEROA et al., 2016).

De acordo com o esquema da Figura 2.5, a forçante atmosférica fornece as condições usadas no Módulo de Superfície para os cálculos de balanço de energia, água, momentum e carbono, que por sua vez, dependem das características físicas do solo e da fisiologia da planta. Deste módulo, obtêm-se parâmetros de fotossíntese e de respiração vegetal que são integrados no Módulo de Balanço de Carbono onde é obtido o balanço anual de carbono para cada Tipo Funcional de Planta (TFP). O balanço anual de carbono é utilizado no Módulo de Vegetação Dinâmica para simular as mudanças na cobertura vegetal devido às variações da Produtividade Primária Líquida (PPL), da taxa de aumento de biomassa e da mortalidade. As informações da estrutura vegetativa e da biomassa (provenientes do Módulo de Vegetação Dinâmica) juntamente com as informações de temperatura e de taxa de fotossíntese (provenientes do Módulo de Fenologia da Vegetação), são utilizadas para fornecer o IAF diário (proveniente do Módulo da Fenologia da Vegetação) para o Módulo de Superfície.

Figura 2.5 - Esquema ilustrativo dos módulos de cálculo utilizados no modelo de superfície IBIS.



Fonte: Adaptado de Foley et al. (1996).

O IBIS possui duas camadas de vegetação que são especificadas em cada ponto de grade: uma superior que inclui as árvores e uma inferior que inclui arbustos e gramíneas. A cobertura vegetal é descrita por 12 TFP cujas características como IAF, fração de cobertura e albedo da folha, por exemplo, são provenientes do conjunto de dados de Dorman e Sellers (1989). Além disso, oito camadas de solo são representadas no IBIS para simular a temperatura do solo e, o conteúdo de água e gelo. A espessura total do solo se estende por 12 metros para melhor simular a profundidade do sistema radicular das plantas tropicais (FOLEY et al., 1996; KUBOTA, 2012).

Como mencionado anteriormente, as variações na estrutura da vegetação impactam o clima, devido às conseqüentes alterações nas partições de energia, massa e momentum entre a superfície e a atmosfera. Pensando nisso, Kubota (2012) comparou as simulações obtidas pelos seguintes esquemas de superfície que foram implementados no BAM: *Simplified Simple Biosphere Model* - SSIB, *Simple Biosphere Model* - SIB2 e IBIS2.6. Os esquemas subestimaram a precipitação tanto na bacia Amazônica quanto na bacia do Prata e superestimaram a precipitação na região da ZCAS durante o verão austral. Mesmo assim, o IBIS2.6 foi responsável por melhorar a simulação da intensidade da precipitação na AS durante o verão. O autor atribui isto à sensibilidade da atmosfera em relação à representação de mais processos físicos pelo IBIS2.6 do que pelo SSIB. No entanto, grande parte dos erros sistemáticos encontrados foi resolvida com as melhorias nas parametrizações de processos convectivos e turbulentos na versão BAM 1.2, e assim, proporcionaram uma representação mais realista dos sistemas atmosféricos atuantes sobre a AS (SOUZA et al., 2019; GUIMARÃES et al., 2020) e dos padrões climatológicos globais (COELHO et al., 2020).

Neste contexto, a atualização do mapa de vegetação no modelo IBIS-CPTEC é importante para promover a representação mais atualizada e realista dos processos de superfície que dependem do uso e cobertura do solo, principalmente em um contexto de aumento do desflorestamento e degradação de biomas naturais.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

3.1.1 Rainy And Dry Season (RADS)

Para a seleção dos anos característicos atrasado e adiantado com relação ao início da estação chuvosa, foi utilizada a base de dados do RADS citada anteriormente, onde estão disponibilizados os dias julianos em que ocorreu o início da estação chuvosa. Esta base de dados aplica o método LM01 (LIEBMANN; MARENGO, 2001), com cinco adaptações descritas em Bombardi, Kinter e Frauenfeld (2019) e resumidas na Seção 2.1.1, nos dados de precipitação do satélite TRMM e do CPC_UNI para obter datas de início e término, duração e precipitação acumulada das estações seca e chuvosa. Os dados do TRMM possuem resolução espacial de 0,25° de latitude x 0,25° de longitude, com cobertura espacial entre 50°S a 50°N, referente ao período de 1999 a 2016 (HUFFMAN et al., 2007). Já os dados do CPC_UNI possuem resolução espacial de 0,5° de latitude x 0,5° de longitude, para o período de 1979 a 2018 (XIE et al., 2007; CHEN; KNUTSON, 2008).

O conjunto de dados RADS (BOMBARDI; KINTER; FRAUENFELD, 2019) foi escolhido por ser uma base de dados de domínio global que utiliza uma metodologia de detecção do início da estação chuvosa baseada apenas em dados de precipitação, com uma série temporal de pelo menos 20 anos (varia de acordo com a base de dados – TRMM, CPC_UNI, CHIRPS, MERRA2). Isto permitiu avaliar os resultados com diferentes fontes de dados de precipitação e conseqüentemente um diagnóstico mais preciso das características das estações chuvosa e seca.

Apesar do amplo uso de dados do TRMM em diversos estudos, os dados apresentam algumas limitações como, por exemplo, tendem a subestimar a precipitação na região Nordeste do Brasil devido à presença de nuvens quentes (HUFFMAN et al., 2007; FRANCHITO et al., 2009), também tendem a superestimar a precipitação na Bacia do Prata em função da atuação de nuvens de topos frios (ROZANTE; CAVALCANTI, 2008). Franchito et al.

(2009), fizeram a validação das estimativas de precipitação mensal provenientes do TRMM para cinco regiões do Brasil: Nordeste (R1), Sudeste (R2), Sul (R3), Centro-Oeste (R4) e Norte (R5). Observaram que durante os meses de verão (DJF) e outono (MAM) austrais, o produto de precipitação do TRMM é confiável nas cinco regiões. Durante o inverno (JJA), o produto do TRMM é confiável apenas nas regiões Sul e Norte. E durante a primavera (SON), o produto é confiável no Sudeste e no Norte. Além disso, Carvalho et al. (2012), ao estudarem as características do SMAS utilizando várias bases de dados, incluindo dados do CPC_UNI, TRMM e MERRA, observaram que todas as bases são capazes de representar os padrões de grande escala do SMAS. A data de início da estação chuvosa é consistente entre as bases de dados do CPC_UNI e do TRMM. As análises indicam que os padrões espaciais médios de precipitação são similares entre CPC_UNI e TRMM, no entanto ainda existem diferenças na caracterização de eventos de precipitação extrema. Portanto, acredita-se que as bases de dados do TRMM e do CPC_UNI podem ser utilizadas como referência para a definição da data de início da estação chuvosa na base do RADS, que neste estudo será utilizada para a seleção dos anos caracterizados pelo início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado.

3.1.2 ERA5 e ERA5-Land

Os dados provenientes do ERA5 foram usados para identificar os padrões atmosféricos e de superfície nos anos caracterizados pelo início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado. Os dados ERA5 possuem resolução espacial de 25 km (aproximadamente 0,25° de longitude por latitude) e 37 níveis verticais (HERSBACH et al., 2019). Foram utilizados os dados mensais de 1981 a 2010. As variáveis utilizadas nas análises provenientes do ERA-5 foram: as componentes meridional e zonal do vento em 850 e em 200 hPa, a pressão ao nível médio do mar (PNMM), a magnitude do fluxo de umidade integrado na vertical entre os níveis de 1000 e 500 hPa, a ROLE em 200 hPa e o conteúdo de água no solo.

Os dados ERA5-Land foram utilizados na análise das variáveis de superfície, e representam a componente terrestre da reanálise do ERA5 com resolução espacial de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ de longitude por latitude, aproximadamente 9 km. O modelo utilizado na produção do ERA5-Land é o *ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land incorporating land surface hydrology* (H-TESSSEL; MUÑOZ, 2019). Foram utilizadas as médias mensais dos fluxos de calor sensível e latente, da temperatura a 2 metros, do saldo de radiação de onda longa e saldo de radiação de onda curta, no período de 1981 a 2010

3.1.3 Global Precipitation Climatology Project (GPCP)

A precipitação foi avaliada a partir dos dados do GPCP. Esta base combina dados mensais de precipitação medida por pluviômetros na superfície, e estimativas a partir de dados de satélite. Os dados possuem resolução espacial de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ e o período utilizado neste estudo foi de 1981 a 2010 (ADLER et al., 2003). Carvalho et al. (2012) avaliaram o desempenho de diversas fontes de dados em representar a variação sazonal da precipitação devido à atuação do SMAS. Os autores verificaram que os dados do GPCP representam bem o ciclo de precipitação, sendo que os padrões espaciais de precipitação apresentaram menores diferenças entre os dados do GPCP, CPC_UNI e TRMM.

3.1.4 Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES)

Os instrumentos do CERES (LOEB et al., 2018) estão a bordo dos satélites TERRA e AQUA, e utilizam um radiômetro para medir a radiância no topo da atmosfera. Foram utilizadas as médias mensais do fluxo de onda curta e do fluxo de onda longa no topo da atmosfera para a análise do balanço de radiação, usado como referência na comparação estatística com o balanço de radiação resultante dos experimentos com IBIS-OFFLINE. A resolução espacial destes dados é de 1° por 1° de latitude por longitude, e os dados estão disponíveis a partir do ano 2000.

3.1.5 Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)

O MODIS é um sensor a bordo dos satélites TERRA (órbita descendente) e AQUA (órbita ascendente) capaz de observar toda a superfície terrestre entre 1 a 2 dias, obtendo dados em 36 bandas espectrais. Neste trabalho serão utilizados dois produtos derivados das observações do TERRA/MODIS: o *Net Primary Production* (NPP) e o *Leaf Area Index* (LAI). Estes dados possuem resolução temporal mensal, diária e anual, resolução espacial de 1 km e são referentes ao período entre 2000 e 2016.

O cálculo do NPP é obtido a partir da diferença entre o produto do TERRA/MODIS chamado *Gross Primary Production* (GPP) e a quantidade de carbono liberada pela vegetação devido à respiração para manutenção (MV) e o crescimento (CV) do vegetal. O GPP é obtido pela quantidade de energia fotossintética disponível que é absorvida de acordo com o tipo de vegetação a cada 1 km². Já as duas componentes da respiração (MV e CV), são derivadas de relações entre a biomassa diária e o crescimento anual dos tecidos vegetais proveniente de estimativas do produto LAI. Assim, o GPP diário é subtraído das componentes diárias da respiração, e são obtidos somatórios diários desta diferença para obter o NPP mensal que será utilizado neste estudo. Mais detalhes sobre os produtos do MODIS podem ser encontrados em ZHAO et al., (2005).

3.1.6 Global Land Data Assimilation System (GLDAS)

O GLDAS (RODELL et al., 2004) utiliza dados observacionais (satélites e terrestres), modelagem de superfície e técnicas de assimilação de dados para representar os fluxos da superfície terrestre. Estes dados foram utilizados como condição inicial dos experimentos com IBIS-OFFLINE, possuem resolução espacial de 1° e 0,25° de longitude por latitude. As variáveis para condição inicial referente a cada um dos anos de início da estação chuvosa foram: pressão atmosférica, precipitação, radiação de onda longa incidente, radiação de onda curta incidente, temperatura, vento e umidade específica.

3.2 Seleção de anos do início da estação chuvosa

Primeiramente, foi delimitada a área de estudo em que foi aplicado o algoritmo para seleção dos anos caracterizados pelo adiantamento, atraso ou normalidade do início da estação chuvosa. Esta área foi definida a partir das regiões da AS cuja climatologia da data do início da estação chuvosa fosse próxima umas das outras, ou seja, selecionou-se uma área em que o início da estação chuvosa ocorre em dias julianos próximos, onde o regime de precipitação coincide com a região de atuação do SMAS.

Para a seleção dos anos caracterizados pelo adiantamento e atraso do início da estação chuvosa, foram calculadas as anomalias (Equação 3.1) da data de início da estação chuvosa para cada ano dos dados RADS que utilizaram os conjuntos de dados do CPC_UNI e do TRMM. Então, foi elaborado um algoritmo de contagem dos pontos de grade cujas anomalias são negativas e positivas. A partir desta contagem, foi obtida a porcentagem de pontos de grade da área de estudo em que o início da estação chuvosa ocorreu adiantado (negativo) e atrasado (positivo). Os anos caracterizados pelo adiantamento (atraso) foram selecionados a partir dos anos cuja porcentagem de pontos positivos (negativos) foram superiores a 60%, e não com base em um limiar de dias julianos. Isto é, os anos selecionados são aqueles em que mais de 60% da área de estudo sofreu adiantamento ou atraso do início da estação chuvosa. O ano de início neutro da estação chuvosa foi determinado quando a porcentagem de pontos positivos/negativos foi próxima a 50%. Para garantir que o método de determinação do início da estação chuvosa da base de dados RADS fosse consistente em relação aos anos selecionados, comparou-se as anomalias das datas de início da estação chuvosa proveniente do RADS para as bases de dados do TRMM e do CPC_UNI.

$$Anomalia = DJ_i - \overline{DJ}_i \quad (3.1)$$

Na Equação 3.1, a Anomalia é igual a diferença entre o dia juliano do ano (DJ_i) selecionado e a climatologia do dia juliano de início da estação chuvosa (\overline{DJ}_i)

referente ao período da base de dados utilizada no RADS, sendo para o TRMM de 1998 a 2016 e para o CPC_UNI de 1979 a 2018.

3.3 Análise dos padrões associados aos anos caracterizados por adiantamento, atraso e normalidade do início da estação chuvosa

Após definir os anos com início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa, foram analisadas as anomalias mensais de julho a fevereiro de cada ano selecionado, com o objetivo de identificar os padrões característicos do início da estação chuvosa. Estas anomalias foram obtidas a partir da diferença entre a variável do respectivo mês e a média climatológica anual (Equação 3.2) referente ao período de 1981 a 2010 para os dados do ERA5, do ERA5-Land e do GPCP, e, referente ao período de 2000 a 2016 para os dados MODIS.

$$Anomalia = \bar{X}_l - \left(\frac{1}{y_f} \times \sum_{y=1}^{y_f} \left(\frac{1}{12} \times \sum_{i=1}^{12} \bar{X}_i \right)_y \right) \quad (3.2)$$

A Equação 3.2 apresenta como foi obtida a anomalia utilizando a climatologia anual, sendo que (X_i) é a média mensal da variável no i -ésimo mês, y_f é a quantidade de anos utilizada para fazer a climatologia, no caso dos dados do ERA5 e ERA5-Land é igual a 30 anos.

Optou-se por não utilizar a climatologia mensal, porque o sinal da anomalia seria menor quando comparado ao da climatologia anual. Isto porque, o início da estação chuvosa segue o ciclo anual da precipitação. Este ciclo tem um pico máximo e um mínimo durante o ano. Ao utilizar a climatologia mensal, a série temporal de anomalia não teria um ciclo de máximo e mínimo durante um ano. Assim, mantém-se o sinal dos solstícios de inverno e de verão. Portanto, com o sinal do ciclo bem definido, avaliar se o início da estação chuvosa adianta ou atrasa sobre a série temporal de anomalia é mais coerente.

Para a avaliação dos padrões atmosféricos foram analisadas as anomalias das componentes meridional e zonal do vento em 850 hPa, da pressão ao nível médio do mar (PNMM), da magnitude do fluxo de umidade integrado na vertical

entre os níveis de 1000 e 500 hPa, da radiação de onda longa emergente no topo da atmosfera (ROLE) utilizando os dados do ERA5 e da precipitação proveniente do GPCP.

Para a avaliação dos padrões de superfície associados aos anos caracterizados pelo adiantamento, atraso e normalidade de início da estação chuvosa, foram analisadas as anomalias: da temperatura a 2 metros e dos fluxos de calor sensível e latente utilizando os dados do ERA5-Land, do conteúdo de água no solo utilizando os dados do ERA5 e do Índice de Área Foliar (IAF) utilizando os dados do MODIS.

3.4 Identificação de bloqueios atmosféricos

Para identificar a atuação de bloqueios atmosféricos em cada um dos anos caracterizados pelo adiantamento, atraso e normalidade do início da estação chuvosa, foi utilizada a metodologia de definição de bloqueio aplicada por Damião et al. (2009). Nesta metodologia, foram utilizados dados de altura geopotencial em 500 hPa provenientes da reanálise do ERA5. No domínio compreendido entre as latitudes de 0 e 90°S e entre as longitudes de 140 e 30°W, foram calculados dois índices meridionais do gradiente da altura do geopotencial em 500 hPa, um sul (GHGS) e um norte (GHGN), descritos pelas Equações 3.3 e 3.4, respectivamente.

$$GHGS = Z(\lambda, \phi_s) - Z(\lambda, \phi_{02}) \quad (3.3)$$

$$GHGN = Z(\lambda, \phi_{01}) - Z(\lambda, \phi_N) \quad (3.4)$$

$$\begin{cases} \phi_s = 65^\circ S + \Delta \\ \phi_{02} = 50^\circ S + \Delta \\ \phi_N = 40^\circ S + \Delta \\ \phi_{01} = 55^\circ S + \Delta \end{cases}$$

Nas Equações 3.3 e 3.4, $Z(\lambda, \phi)$ é altura geopotencial em 500 hPa, λ é a longitude, ϕ é a latitude e Δ é um contador latitudinal que pode assumir os seguintes valores -10° , -7.5° , -5° , -2.5° e 0° . Uma determinada longitude λ é definida com configuração de bloqueio atmosférico em um determinado instante de tempo, quando os índices GHGS e GHGN, satisfizeram em, pelo menos, um valor de Δ às seguintes condições: $GHGN > 0.0$ e $GHGS < -10 \text{ mgp}$. Um episódio de bloqueio é definido quando as condições anteriores foram verificadas em pelos menos três longitudes consecutivas dentro de uma área mínima de 40° de longitude e simultaneamente quando esta condição é verificada por no mínimo 3 dias consecutivos.

3.5 Modelagem numérica

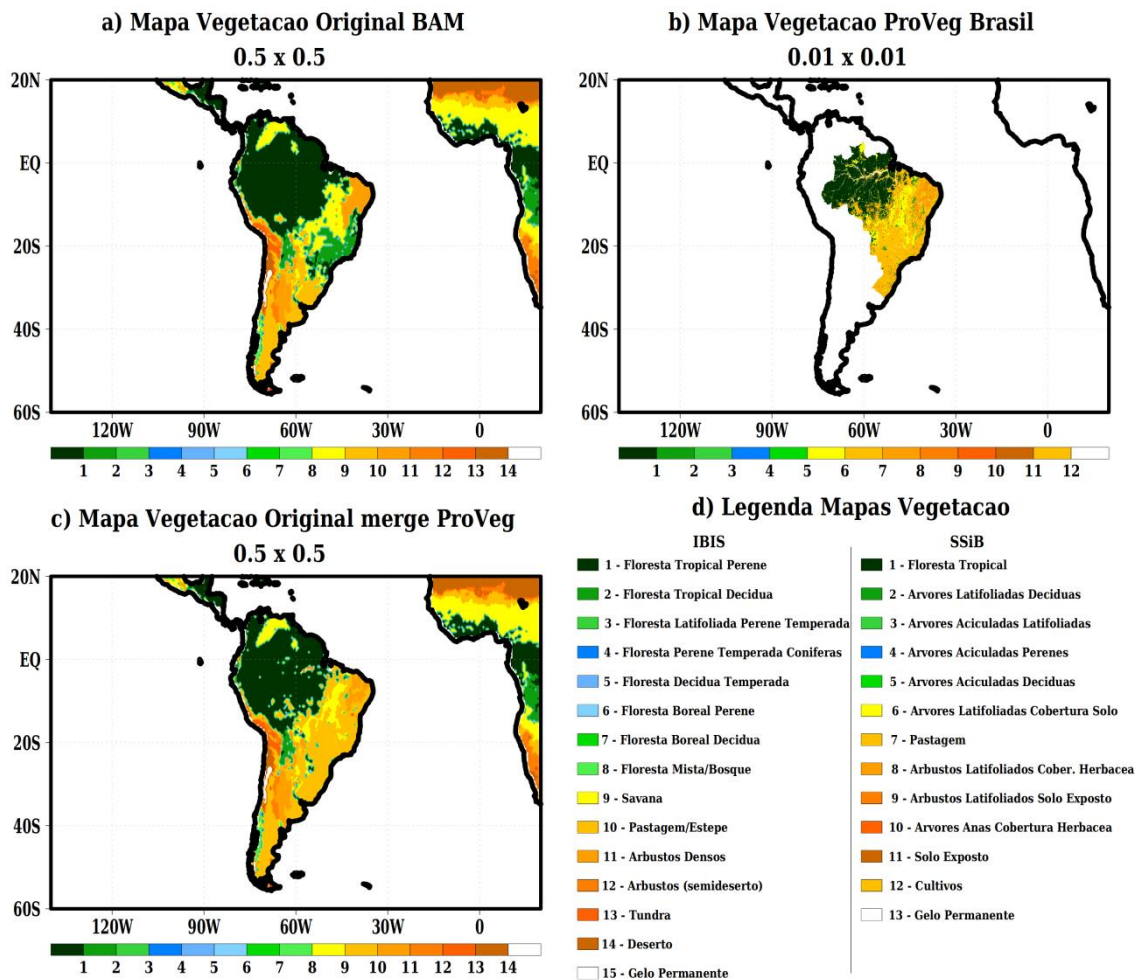
3.5.1 Geração do mapa de vegetação

Primeiramente, foi implementado no modelo de vegetação IBIS o mapa de vegetação proveniente do projeto ProVeg (VIEIRA et al., 2013). Este projeto iniciado em 2001 no CPTEC/INPE, realizou o mapeamento de uso e cobertura do solo no território brasileiro, compatível com as classes utilizadas pelo esquema de superfície SSiB (XUE et al., 1991), podendo ser adaptado para outros esquemas de superfície. Para obtenção do mapa, os pesquisadores criaram bancos de dados geográficos de cada estado brasileiro e utilizaram o software SPRING para processamento de imagens, análise espacial e modelagem numérica do terreno. Como resultado o mapa de uso e cobertura do solo do ProVeg foi gerado com resolução espacial de 1 km (VIEIRA et al., 2013). A atualização do mapa no modelo é importante para promover a representação mais atualizada e realista dos processos de superfície que dependem do uso e cobertura do solo, principalmente em um contexto de aumento do desflorestamento.

Assim, nos experimentos desenvolvidos com o IBIS-OFFLINE utilizou-se o mapa de vegetação original (Figura 3.1 a), utilizado no BAM (FIGUEROA et al., 2016) e o mapa de vegetação degradado (Figura 3.1 c), resultado da combinação entre o mapa original (Figura 3.1 a) e o mapa ProVeg (Figura 3.1

b). Para a obtenção do mapa atualizado (degradado), foi construído um algoritmo que estabelece a correspondência entre os biomas do mapa do projeto ProVeg (em classe de vegetação do SSiB) com os biomas utilizados pelo modelo de superfície IBIS. As principais diferenças entre os mapas original e atualizado (degradado) são observadas no bioma da Mata Atlântica que compreende a região Sudeste e parte do Nordeste do Brasil, principalmente, devido à implementação de áreas de cultivo e/ou pastagem. O bioma do cerrado (savana ou árvores latifoliadas com cobertura no solo) predominante entre as regiões Nordeste e Centro-Oeste do Brasil também foi atualizado (degradado) para área de cultivo ou pastagem.

Figura 3.1 - Mapas de vegetação original do BAM, do Proveg e resultante da combinação dos mapas original e ProVeg utilizados nos experimentos IBIS-OFFLINE e BAM3D.



Fonte: Produção da autora.

3.5.2 Simulações numéricas

3.5.2.1 Experimentos com modelo IBIS-OFFLINE

Para verificar como as forçantes atmosféricas modulam os processos físicos de superfície, em cada um dos anos de início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa, e qual o impacto nas variáveis de superfície devido à alteração da cobertura vegetal (mapa de vegetação), foram realizados experimentos utilizando o modelo de superfície IBIS na versão Agro-IBIS 2.6b5 implementada por Kubota (2012), em domínio global. Sendo assim, foi utilizado o modelo IBIS-OFFLINE (sem vegetação dinâmica ligada), com alguns parâmetros relacionados à vegetação brasileira obtidos através de calibração do modelo com dados observados e disponibilizados nos trabalhos de Imbuzeiro (2005), Senna et al. (2009), Cunha et al. (2013), Araújo, et. al. (2016).

As condições iniciais foram provenientes do GLDAS (RODELL et al., 2004) para as variáveis: pressão atmosférica, precipitação, radiação de onda longa incidente, radiação de onda curta incidente, temperatura, vento e umidade específica. Foram realizados dois experimentos para cada condição inicial de início da estação chuvosa (adiantado, neutro e atrasado), um utilizando o mapa de vegetação original e outro utilizando o mapa atualizado (degradado). Ao total, foram obtidos resultados de 6 experimentos cujo período de simulação foi de 01/julho do ano estudado até 28/fevereiro do ano seguinte (Tabela 3.1). A resolução do modelo IBIS foi, na grade gaussiana, TQ0126 (aproximadamente 1° x 1° grau de resolução horizontal).

Tabela 3.1 - Experimentos com o modelo IBIS-OFFLINE para os anos de início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado.

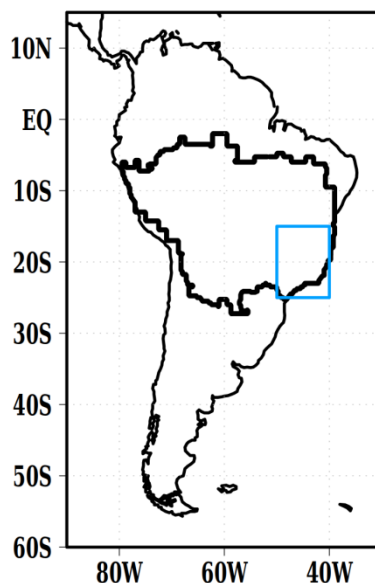
Experimento	Data da Condição Inicial	Mapa de Vegetação
Ano Adiantado	01/07/2006	Simulações Controle com mapa de vegetação original
Ano Neutro	01/07/2004	
Ano Atrasado	01/07/2008	
Ano Adiantado	01/07/2006	Simulações com <i>merge</i> do mapa original com o mapa ProVeg
Ano Neutro	01/07/2004	
Ano Atrasado	01/07/2008	

A frequência de saída dos experimentos foi horária e as simulações foram contínuas.

Fonte: Produção da autora.

Após a realização das simulações, para verificar a destreza do modelo IBIS em representar as variáveis de superfície devido à alteração do mapa de vegetação, foram obtidas as séries temporais das condições médias na área representada pelo retângulo azul na Figura 3.2, das seguintes variáveis: fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e balanço de radiação. As médias foram calculadas para a área entre 15-25°S e 40-50°W (em azul na Figura 3.2), onde foram identificadas as maiores diferenças na cobertura vegetal entre os mapas de vegetação. Com as séries temporais obtidas para os experimentos IBIS-OFFLINE com mapa de vegetação degradado e com mapa original, foi possível comparar com as séries temporais dos dados provenientes do ERA5, ERA5-Land e do CERES (apenas para o balanço de radiação) e seus respectivos desvios padrão.

Figura 3.2 - Área utilizada para a análise estatística em azul (15-25°S e 40-50°W) e área de estudo em preto.



Fonte: Produção da autora.

A influência da degradação dos biomas no mapa de vegetação nos processos de superfície foi investigada a partir da diferença das médias trimestrais das variáveis entre os experimentos com mapa de vegetação atualizado (degradado) e com mapa original para cada condição inicial de início da estação chuvosa. Os trimestres avaliados foram setembro-outubro-novembro (SON) e dezembro-janeiro-fevereiro (DJF). As variáveis de superfície avaliadas foram: conteúdo de água no solo, albedo, balanço de radiação, temperatura de superfície (calculada a partir da Lei de Stefan-Boltzman para converter radiação infravermelha emergente em temperatura), fluxos de calor sensível e latente, Produtividade Primária Líquida (PPL) e IAF.

A diferença entre os anos adiantado e atrasado do início da estação chuvosa para os trimestres SON e DJF foi obtida para o conteúdo de água no solo, o balanço de radiação, a temperatura de emissão de onda longa, os fluxos de calor sensível e latente e o IAF. Assim, foi possível verificar como a condição inicial dos anos caracterizados pelo início da estação chuvosa adiantado e atrasado modula as variáveis de superfície simuladas no modelo IBIS.

3.5.2.2 Experimentos com modelo BAM 3D

Inicialmente, o mapa de vegetação degradado e os parâmetros utilizados nos experimentos com o modelo IBIS-OFFLINE foram implementados no modelo IBIS acoplado ao modelo BAM. Finalizada a etapa dos ajustes do modelo IBIS acoplado ao modelo BAM, foram configurados um conjunto de experimentos usando simulações em escala sazonal para diagnosticar o impacto da retroalimentação (*feedback*) entre a superfície e a atmosfera. Os resultados gerados nos experimentos numéricos utilizando o modelo BAM 3D, tiveram como objetivo auxiliar a compreensão física da influência dos processos de superfície (balanço hídrico, balanço de energia e ciclo do carbono) na dinâmica e termodinâmica da atmosfera.

Utilizou-se o BAM na versão 2.0.0, espectral, com truncamento triangular quadrático, cujo número máximo de ondas foi igual a 126, equivalente a aproximadamente 1° de longitude por 1° de latitude de resolução horizontal. A coordenada vertical é híbrida representada por 42 níveis verticais, de 1000 a 2,0 hPa, e foram feitos ajustes nas parametrizações físicas, incluindo o coeficiente de difusão horizontal, capacidade térmica do solo e da vegetação. Foi utilizada a reanálise do ERA5 como condição inicial do modelo, com resolução espacial de 0.25° x 0.25°, e resolução temporal de 1 hora para as variáveis: temperatura, umidade específica, velocidade zonal e meridional do vento, pressão de superfície, orografia. A condição de contorno sobre os oceanos foi proveniente dos dados de temperatura de superfície do mar da NCEP-NOAA com resolução horizontal de 1.0° e com frequência diária (REYNOLDS et al., 2002). A condição inicial da umidade do solo foi obtida da reanálise do GLDAS. As configurações das parametrizações dos experimentos com o BAM 3D encontram-se na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 - Configuração das parametrizações dos experimentos com o BAM 3D.

Parametrização	Configuração
Microfísica de nuvem	Esquema microfísico de momento duplo (MORRISON et al., 2009)
Processos de superfície	Modelo de vegetação dinâmica - IBIS v.2.6 (FOLEY et al., 1996), implementado, adaptado e melhorado por Kubota (2012)
Radiação de Onda Curta	CLIRAD-SW (CHOU; SOAREZ, 1999) modificado por Tarasova e Fomin, 2000
Radiação de Onda Longa	CLIRAD-LW (CHOU et al., 2001)
Camada Limite Planetária	Esquema de turbulência para a difusão vertical de momentum, calor e umidade (BRETHERTON; PARK, 2009)
Convecção profunda	Arakawa-Schubert simplificado revisado (HAN; PAN, 2011)
Profundidade óptica do aerossol	Yu et al. (2006)
Pluma térmica para camada limite convectiva	Rio and Hourdin (2008)
Arrasto de onda de gravidade	Esquema de Webster et al. (2003) com bloqueio devido as montanhas em baixos níveis

Fonte: Produção da autora.

A partir das análises com o modelo BAM 3D, objetivou-se avaliar se os processos físicos de superfície respondem às condições de contorno atmosférico associados ao adiantamento e atraso do início da estação chuvosa, por isso não houve necessidade da realização de rodadas retrospectivas para gerar climatologias do modelo.

De acordo com a Tabela 3.3, foram realizados 5 experimentos referentes a cada uma das condições de início da estação chuvosa (adiantada, neutra e atrasada), de tal forma que o início da simulação variou do primeiro ao quinto dia do mês de inicialização, com o fim de avaliar o conjunto dos experimentos. Cada um desses experimentos foi realizado com mapa de vegetação original e com mapa degradado, totalizando 30 experimentos para cada período. Foram utilizados dois períodos de simulação: um de julho a março e outro de outubro

a maio, para que a análise dos trimestres de SON e DJF, respectivamente, contasse com a representação da condição inicial mais próxima ao trimestre analisado considerando o *spin-up* de 2 meses. Assim, para os dois períodos, houve um total de 60 experimentos.

Tabela 3.3 - Experimentos com o modelo BAM 3D utilizando os mapas de vegetação original e degradado.

Exp.	Data da Condição Inicial	Período da Simulação	Exp.	Data da Condição Inicial	Período da Simulação	Mapa de Vegetação
Início Adiantado da Estação Chuvosa 2006						
C1.1	200607 01 12	Julho a Março	C1.6	200610 01 12	Outubro a Maio	Mapa Original
C1.2	200607 02 12		C1.7	200610 02 12		
C1.3	200607 03 12		C1.8	200610 03 12		
C1.4	200607 04 12		C1.9	200610 04 12		
C1.5	200607 05 12		C1.10	200610 05 12		Mapa Atualizado/ Degradado
Início Neutro da Estação Chuvosa 2004						
C2.1	200407 01 12	Julho a Março	C2.6	200410 01 12	Outubro a Maio	Mapa Original
C2.2	200407 02 12		C2.7	200410 02 12		
C2.3	200407 03 12		C2.8	200410 03 12		
C2.4	200407 04 12		C2.9	200410 04 12		
C2.5	200407 05 12		C2.10	200410 05 12		Mapa Atualizado/ Degradado
Início Atrasado da Estação Chuvosa 2008						
C3.1	200807 01 12	Julho a Março	C3.6	200810 01 12	Outubro a Maio	Mapa Original
C3.2	200807 02 12		C3.7	200810 02 12		
C3.3	200807 03 12		C3.8	200810 03 12		
C3.4	200807 04 12		C3.9	200810 04 12		
C3.5	200807 05 12		C3.10	200810 05 12		Mapa Atualizado/ Degradado

A frequência de saída dos experimentos foi mensal. A data da condição inicial na tabela está denotada em ano/mês/dia/hora.

Fonte: Produção da autora.

Para identificar os *feedbacks* entre a superfície e atmosfera devido à degradação dos biomas naturais, foram analisadas as diferenças entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para os trimestres SON e DJF. Para a avaliação dos *feedbacks* dinâmicos gerados pela alteração da cobertura vegetal, foram avaliadas as variáveis de PNMM, da magnitude do

vento em 850 hPa e em 200 hPa, da magnitude do fluxo de umidade integrado na vertical entre os níveis de 1000 e 500 hPa, da precipitação, da água precipitável, do ômega em 850 hPa e da divergência do vento em 850 hPa. Para verificar se estas diferenças estavam associadas com a degradação dos biomas naturais, foi aplicado o teste *t-Student*, descrito na Seção 3.6 cujo nível de significância estatística considerado foi de 5%. Os *feedbacks* termodinâmicos foram avaliados com as diferenças entre os experimentos com mapa original e degradado para as variáveis de balanço de radiação, balanço de energia, temperatura a 2 metros e o índice de energia potencial convectiva disponível, do inglês, *Convective Available Potential Energy* (CAPE).

3.6 Teste t-Student

Souza (2009) aplicou o teste *t-student* para avaliar a significância estatística das anomalias de precipitação entre as simulações controle e as simulações com desertificação do Semi-Árido do Nordeste brasileiro, verificando desta forma as regiões em que há significância estatística em relação às alterações na cobertura do solo. Por isso, o teste t de *Student* (SPIEGEL, 1979) foi utilizado neste estudo, para avaliar a significância estatística da diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado.

A estatística t de *Student* foi feita para a probabilidade de 95% de ocorrência do evento com 8 graus de liberdade ($N_{ORI} + N_{DEG} - 2$), correspondente ao valor de 2,31 segundo a Tabela da distribuição t para testes bilaterais. Isto porque N_{ORI} e N_{DEG} representam os tamanhos das amostras de dados, neste caso o número de experimentos ou membros ($N = N_{ORI} = N_{DEG} = 5$) gerados pelo BAM 3D. Primeiro, foi calculada a média trimestral (SON e DJF) de cada experimento. Em seguida, obteve-se o *ensemble*, ou seja, a média dos experimentos com mapa original (μ_{ORI}) e dos experimentos com mapa degradado (μ_{DEG}). A partir da média, foi obtido o desvio padrão (Equação 3.7) do ensemble do experimento com mapa original (s_{ORI}) e do ensemble do experimento com mapa degradado (s_{DEG}). A partir do desvio padrão, calculou-

se sigma utilizando a Equação 3.6, e em seguida foi obtido o valor de t (Equação 3.5).

$$t = \frac{\mu_{ORI} + \mu_{DEG}}{\sigma \sqrt{\frac{1}{N_{ORI}} + \frac{1}{N_{DEG}}}} \quad (3.5)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{N_{ORI} \cdot S_{ORI}^2 + N_{DEG} \cdot S_{DEG}^2}{N_{ORI} + N_{DEG} - 2}} \quad (3.6)$$

$$s = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \mu)^2}{N - 1}} \quad (3.7)$$

4 ANÁLISE ATMOSFÉRICA E DE SUPERFÍCIE DOS ANOS CARACTERIZADOS PELO INÍCIO ADIANTADO, NEUTRO E ATRASADO DA ESTAÇÃO CHUVOSA

Os resultados e discussões deste capítulo objetivaram determinar e analisar os padrões atmosféricos e de superfície (balanço de energia, água e carbono) associados aos anos caracterizados pelo adiantamento, atraso e normalidade do início da estação chuvosa. Foram selecionados os anos caracterizados pelo início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa, e em seguida foram analisados os campos de anomalia de variáveis atmosféricas e de superfície descritos na Seção 3.3.

4.1 Análise observacional: seleção dos anos

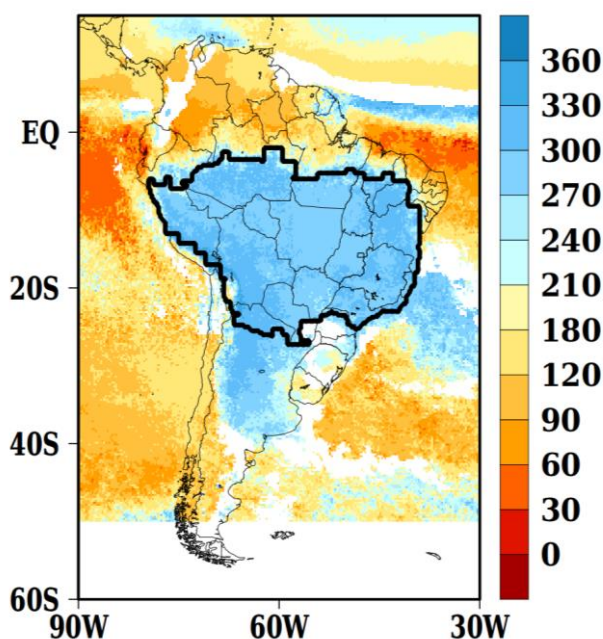
A Figura 4.1 apresenta a climatologia do dia juliano de início da estação chuvosa para o domínio da AS, referente ao período de 1998 a 2016 (uso da base de dados TRMM). Um padrão homogêneo na data do início da estação chuvosa foi observado nas áreas do norte da AS, compreendendo o norte da região Norte e o leste da região Nordeste brasileira, sendo que o início da estação chuvosa ocorre entre os meses de fevereiro e abril (intervalo do dia juliano entre 32 e 120). Este resultado corrobora com o encontrado por Nieto-Ferreira e Rickenbach (2011) em que o terceiro estágio do início da estação chuvosa na AS ocorre entre fevereiro e março quando o SMAS atinge a foz do Rio Amazonas, sendo que entre março e abril, a ZCIT se desloca para sua posição mais ao sul, atuando sobre a área descrita (HASTENRATH; LAMB, 1977; WALISER; GAUTIER, 1993).

A área central da AS que compreende o centro-sul da região Norte, as regiões Centro-Oeste, Sudeste e sul do Nordeste, a Bolívia, o Peru, o Paraguai até a região central da Argentina, apresenta o início da estação chuvosa entre o final de setembro e novembro (intervalo do dia juliano entre 260 e 330), consistente com GAN et al., 2004; RAIÁ; CAVALCANTI, 2008; NIETO-FERREIRA; RICKENBACH, 2011. Como mencionado anteriormente, grande parte da

precipitação na AS está associada ao ciclo de vida do SMAS (GAN et al., 2009).

Não foi possível selecionar os anos de início atrasado, adiantado e neutro da estação chuvosa utilizando os mapas anuais, pois as variações interanuais observadas são pontuais e não muito distintas. Por isso, primeiramente foi delimitada a área de estudo de acordo com a climatologia da data do início da estação chuvosa, ou seja, foram selecionadas as regiões da área central da AS cuja data de início da estação chuvosa ocorre entre os meses de setembro e novembro, como apresentada na Figura 4.1 pelo contorno em preto.

Figura 4.1 - Climatologia do dia juliano referente ao início da estação chuvosa proveniente da base de dados RADS aplicada aos dados de satélite do TRMM.



O período da climatologia é de 1998 a 2016. Em contorno preto destaca-se a região selecionada de acordo com a similaridade da data de início da estação chuvosa. Fonte: Produção da autora.

Com o algoritmo de contagem dos pontos de grade com anomalias de dias juliano positivas (atraso do início da estação chuvosa) e negativas (adiantamento do início da estação chuvosa) foram selecionados os anos caracterizados pelo adiantamento/atraso, conforme descrito na Seção 3.2. Os anos foram selecionados de acordo com a porcentagem de pontos superior a

60%, uma vez que significa que em mais de 60% da área de estudo o início da estação chuvosa ocorreu adiantado/atrasado. Para garantir que esse método de seleção de anos fosse consistente em relação aos anos selecionados, os resultados obtidos com as bases de dados do TRMM e do CPC_UNI foram comparados e são apresentados na Tabela 4.1. Observa-se que as classificações dos anos adiantados foram idênticas nas duas bases de dados, o mesmo ocorre para os anos atrasados, com exceção do ano de 2009 que foi identificado apenas nos dados TRMM, e dos anos de 2012 e 2014 que foram identificados como de início atrasado da estação chuvosa nos dados do CPC_UNI. Portanto, a metodologia de identificação utilizada na base de dados RADS (BOMBARDI et al., 2009) mostra-se consistente entre as bases de dados do TRMM e do CPC_UNI indicando que as datas de início da estação chuvosa selecionados neste estudo são coerentes.

Pela Tabela 4.1, nota-se que foram identificados mais anos de início atrasado da estação chuvosa. Esta característica depende do conjunto de dados utilizado e da metodologia de identificação do início da estação chuvosa aplicada. Silva (2012) notou que os dados do ERA-Interim apresentaram uma tendência de adiantamento do início da estação chuvosa enquanto Raia e Cavalcanti (2008) observaram mais anos de início atrasado quando utilizaram os dados de reanálise do NCEP/NCAR.

Tabela 4.1 - Anos em que o início da estação chuvosa ocorreu atrasado e adiantado.

TRMM			
Ano Atrasado	Pontos positivos (%)	Ano Adiantado	Pontos negativos (%)
2000	61.57	1998	68.78
2002	67.03	2006	67.74
2003	61.62	2009	63.32
2007	63.79		
2008	72.62		
2015	70.68		
CPC_UNI			
Ano Atrasado	Pontos positivos (%)	Ano Adiantado	Pontos negativos (%)
1980	63.15	1981	61.15
1988	61.59	1998	61.54
1994	67.40	2006	61.78
1995	61.40		
1999	63.93		
2000	66.00		
2002	66.12		
2003	64.26		
2007	71.59		
2008	78.42		
2012	77.18		
2014	70.14		

Em negrito os anos identificados em ambos dados. Em azul (vermelho) estão os anos selecionados neste estudo como ano característico de início atrasado (adiantado).

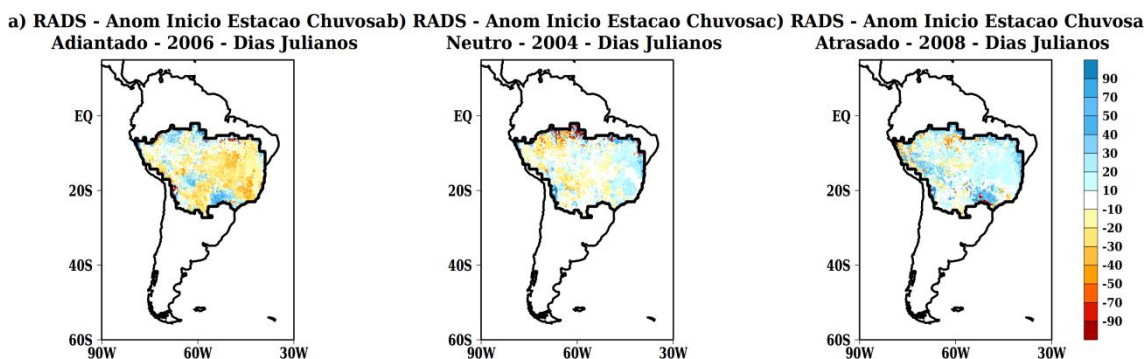
Fonte: Produção da autora.

O ano de 2008 (2006), em azul (vermelho), foi selecionado como ano caracterizado pelo atraso (adiantamento) do início da estação chuvosa. Estes anos foram selecionados considerando a porcentagem de pontos

negativos/positivos, a proximidade entre os anos selecionados e o índice ENOS. Em relação à porcentagem de pontos, o ano de 2008 apresentou a maior porcentagem de pontos positivos (início atrasado da estação chuvosa), tanto no TRMM quanto no CPC_UNI, igual a 76,62 e 78,42% respectivamente. Apesar de 1998 ter apresentado a maior porcentagem de pontos negativos (início adiantado da estação chuvosa), o ano de 2008 foi selecionado, por sua proximidade com o ano de 2006, evitando variabilidades climáticas de baixa frequência, e também porque o índice do ENOS de 1998 foi muito forte, ou seja, efeitos secundários como os processos de superfície teriam contribuição reduzida. Assim, em relação ao índice do ENOS, Oceanic Niño Index (ONI; disponível em: cpc.ncep.noaa), o ano de 2008 (2006) foi caracterizado pela evolução (pelo decaimento) de uma La Niña (El Niño) moderada(o). Já o ano de 2004 foi selecionado como ano neutro pela porcentagem de pontos positivos e negativos ser próxima a 50% (não mostrado) embora seja um ano em que as anomalias positivas de TSM resultaram na evolução de um El Niño fraco.

Na Figura 4.2 estão apresentadas as anomalias da data de início da estação chuvosa para a área de estudo (Figura 4.1) referente à base RADS utilizando os dados TRMM. Na Figura 4.2 (a) observa-se a predominância de anomalias negativas na área de estudo e, portanto, refere-se ao ano de adiantamento do início da estação chuvosa (2006). Na Figura 4.2 (b) estão apresentadas as anomalias referentes ao ano neutro de 2004, mostrando que as áreas com anomalias negativas compensaram as áreas com anomalias positivas. Na Figura 4.2 (c), ressalta-se o predomínio de anomalias positivas e logo, refere-se ao ano de atraso do início da estação chuvosa (2008).

Figura 4.2 - Anomalias em dias da data de início da estação chuvosa para a área de estudo.



Onde (a) refere-se ao ano de 2006 cujas anomalias negativas revelam o adiantamento do início da estação chuvosa, (b) refere-se ao ano neutro de 2004 e (c) refere-se ao ano com anomalias positivas indicando o atraso do início da estação chuvosa (2008).

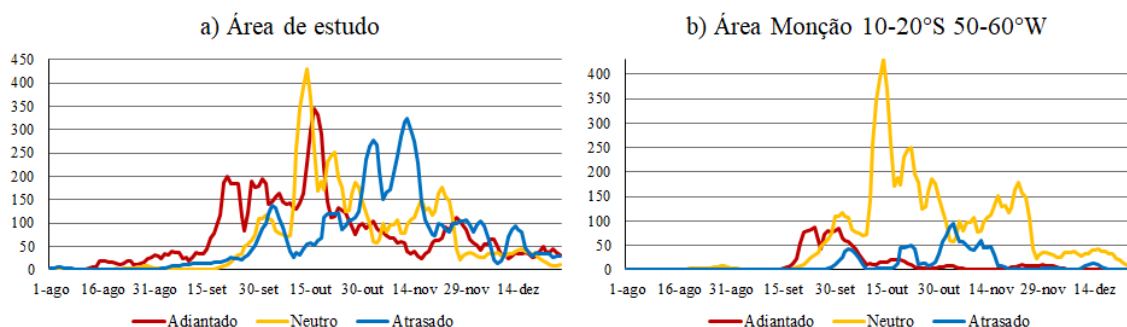
Fonte: Produção da autora.

Com a finalidade de analisar as estações seca e chuvosa, ou seja, 3 meses antes e 3 meses após o início da estação chuvosa, a data do início da estação chuvosa foi determinada para cada um dos anos selecionados. Para isso, foram obtidas as séries temporais da frequência do dia juliano em que ocorre o início da estação chuvosa na área de estudo. Ou seja, para cada um dos anos selecionados, foram identificados quantos pontos de grade apresentaram o mesmo dia juliano de início da estação chuvosa para obter uma série temporal. Em seguida, foi aplicada uma média móvel de 5 dias nesta série temporal, para suavizar altas frequências.

Na Figura 4.3 (a) estão as séries de frequências de dia juliano do início da estação chuvosa na área de estudo. Na série em vermelho, que representa o ano característico de adiantamento do início da estação chuvosa (2006), o pico de maior magnitude é observado no dia juliano 288, equivalente a 15 de outubro. Na série em amarelo está representado o ano neutro, no qual observa-se um pico bem configurado em 11 de outubro, equivalente ao dia juliano 284. Por fim, na série azul referente ao ano de atraso da estação chuvosa (2008), o pico mais intenso ocorre em 11 de novembro, equivalente ao dia juliano 315. A partir da Figura 4.3 (a), nota-se que no ano característico selecionado como neutro (2004), o início da estação chuvosa ocorre em

outubro, de acordo com o encontrado na literatura (KOUSKY, 1988; MARENGO et al., 2001; GAN et al., 2004; GAN et al., 2005; VERA et al., 2006; GAN et al., 2009; SILVA; CARVALHO, 2007; RAIA; CAVALCANTI, 2008). A série de frequência de 2008 mostra que de fato, o início da estação chuvosa foi atrasado. No entanto, o maior pico de frequência do ano de 2006 estava relativamente atrasado em relação ao ano neutro. Por isso, foram obtidas as séries de frequências para a área compreendida entre as latitudes de 10°S e 20°S e as longitudes de 50°W e 60°W apresentada na Figura 4.3 (b). Essa área foi selecionada para representar o núcleo da monção. Assim, observa-se que o ano de 2006 apresenta dois picos de frequência entre a segunda quinzena de setembro e a primeira quinzena de outubro, tal que a maior frequência de pontos foi observada para o dia juliano 270, sendo, portanto, antes do início da estação chuvosa do ano neutro (2004). Nessa área, os picos de frequência observados para o ano neutro (2004) e para o ano atrasado (2008) foram respectivamente, meado de outubro (dia juliano 283) e entre final de outubro e início de novembro (dia juliano 292).

Figura 4.3 - Série temporal da frequência do dia juliano em que ocorre o início da estação chuvosa a partir dos dados RADS com a precipitação do TRMM.



(a) refere-se à série de frequência do dia juliano do início da estação chuvosa para a área de estudo indicada na Figura 4.1, (b) refere-se à série de frequência para a área considerada como núcleo da monção entre 10-20°S e 50-60°W. Em vermelho está representada a série referente ao ano de início da estação chuvosa adiantado (2006), em amarelo referente ao ano neutro (2004) e em azul referente ao ano atrasado (2008).

Fonte: Produção da autora.

Portanto, partindo da análise das séries de frequência foi possível verificar a seleção dos anos característicos de início da estação chuvosa, e também determinar o período utilizado nas análises dos padrões atmosféricos e de superfície, referente aos meses de julho a fevereiro do ano seguinte ao início da estação chuvosa.

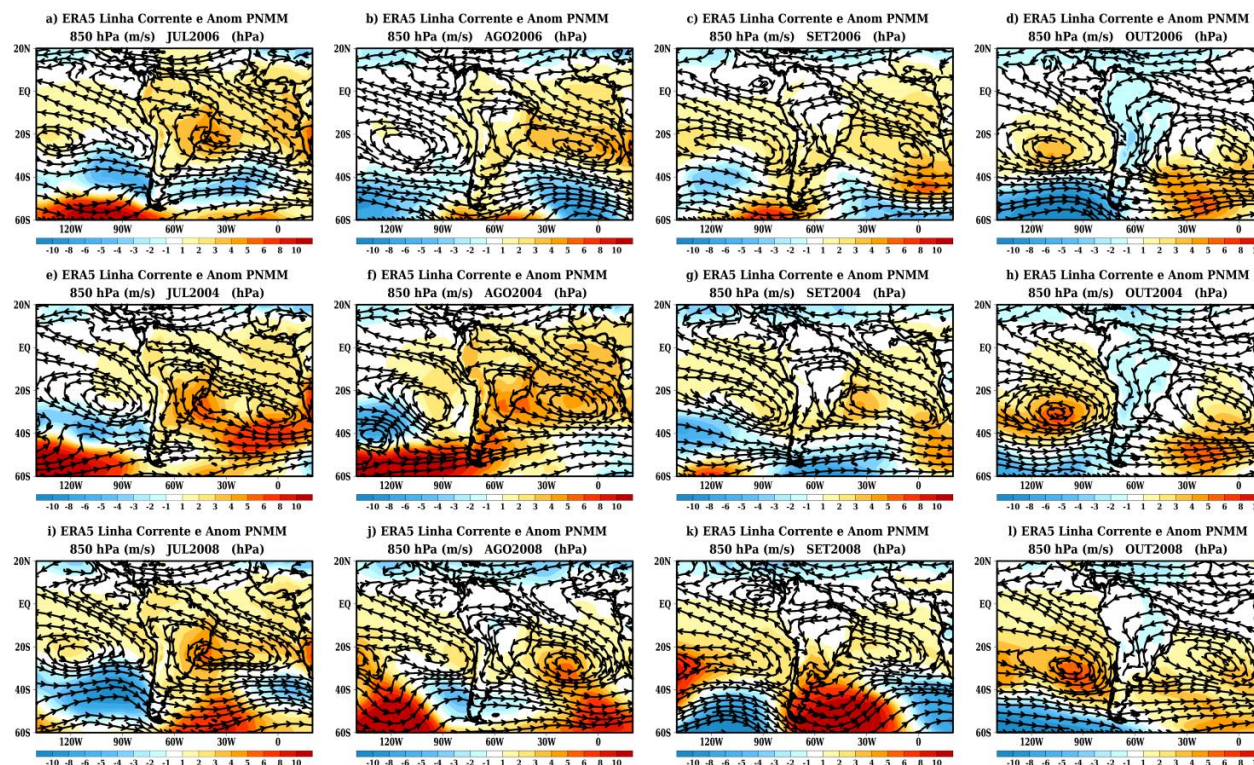
4.2 Análise observacional: padrões dos anos característicos

4.2.1 Padrões atmosféricos

Com o objetivo de distinguir as características predominantes das condições atmosféricas antes e após o início da estação chuvosa em cada um dos anos selecionados, foram analisadas as anomalias referentes ao período de julho a fevereiro. Primeiramente, foram investigados os fatores de grande escala responsáveis pelo início adiantado, neutro e atrasado do início da estação chuvosa, utilizando-se as anomalias de pressão ao nível médio do mar (PNMM) (Figuras 4.4 e 4.5), do fluxo de umidade integrado na vertical entre os níveis de 1000 e 500 hPa (Figuras 4.6 e 4.7), de radiação de onda longa emergente (ROLE; Figuras 4.8 e 4.9), da precipitação e do vento em 850hPa (Figuras 4.10 e 4.11).

Na Figura 4.4, observa-se nos três anos, a atuação da circulação anticyclônica em 850 hPa, característica da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS; VERA et al., 2006; RAIA; CAVALCANTI, 2008; MARENGO et al., 2012) em sua posição mais a oeste de julho a setembro. Com a aproximação do início da estação chuvosa, a ASAS se afasta do continente e o escoamento em 850 hPa na AS se torna predominantemente meridional. O início da estação chuvosa é caracterizado pela redução de pressão na AS, observado com anomalias de até 5 hPa na região do Chaco em outubro do ano adiantado (Figura 4.4 d). Neste mesmo ano, a atuação da ASAS foi menos intensa em comparação aos anos neutro e atrasado. Sugere-se que tal padrão tenha contribuído para o adiantamento do início da estação chuvosa, uma vez que o enfraquecimento da ASAS favorece o avanço de frentes frias na costa leste da AS, e tais sistemas são importantes para o estabelecimento do início da estação chuvosa (RAIA; CAVALCANTI, 2008). No entanto, para o ano atrasado, anomalias positivas de PNMM são observadas desde julho, promovendo a intensificação da ASAS. Além disso, em setembro, entre 40-60°S e 60-30°W observa-se a atuação de uma crista e anomalias positivas de PNMM com magnitude de até 12hPa. Sugere-se que tal configuração tenha sido responsável pelo atraso do início da estação chuvosa que ocorre apenas em novembro, quando a redução de pressão no continente foi observada (Figura 4.5 i). De novembro a fevereiro (Figura 4.5), no ano adiantado, as anomalias negativas de PNMM de maior magnitude se concentram nas áreas central e sul da AS, enquanto nos anos neutro e atrasado, as anomalias negativas aparecem em toda a AS sendo mais intensas na parte sudeste, com exceção de janeiro de 2009.

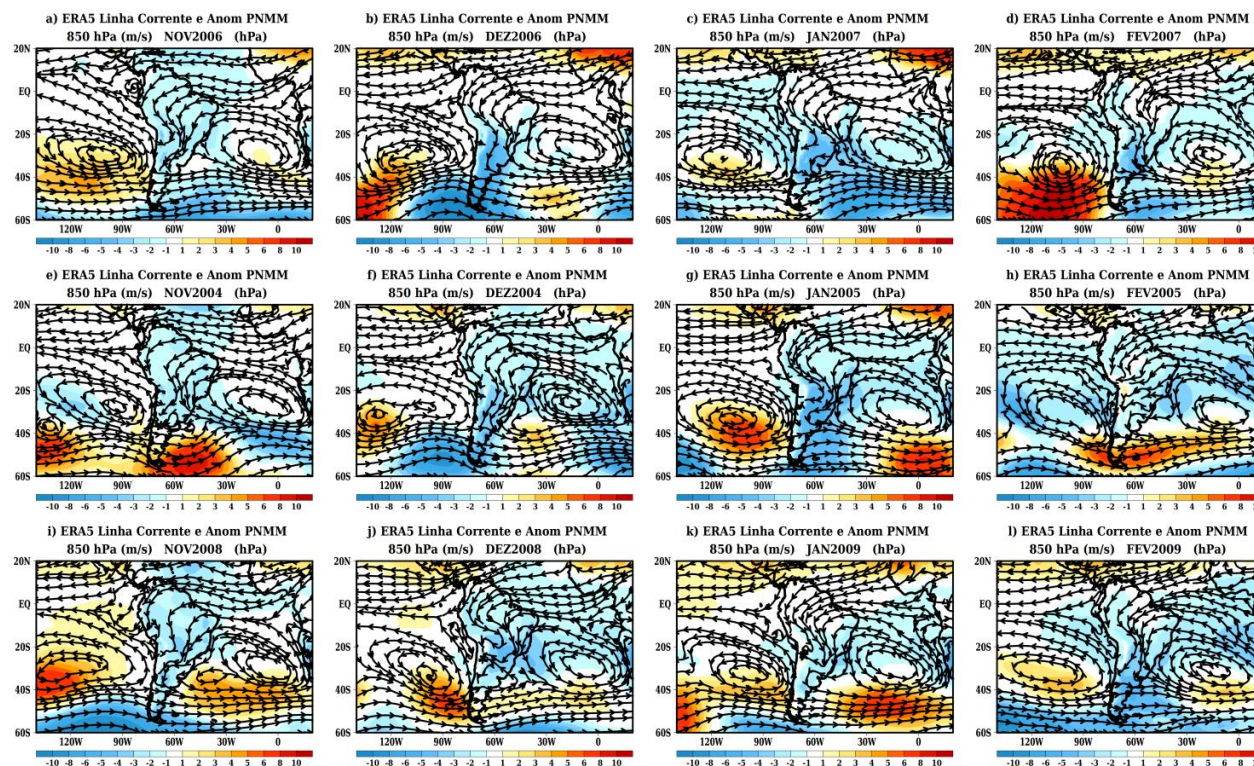
Figura 4.4 - Anomalia de pressão ao nível médio do mar (hPa) e linhas de corrente da circulação em 850hPa ($m \cdot s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.



A anomalia de PNMM foi obtida dos dados do ERA5 para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) de PNMM.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.5 - Anomalia de pressão ao nível médio do mar (hPa) e linhas de corrente da circulação em 850hPa ($m.s^{-1}$) para os meses de novembro a fevereiro.

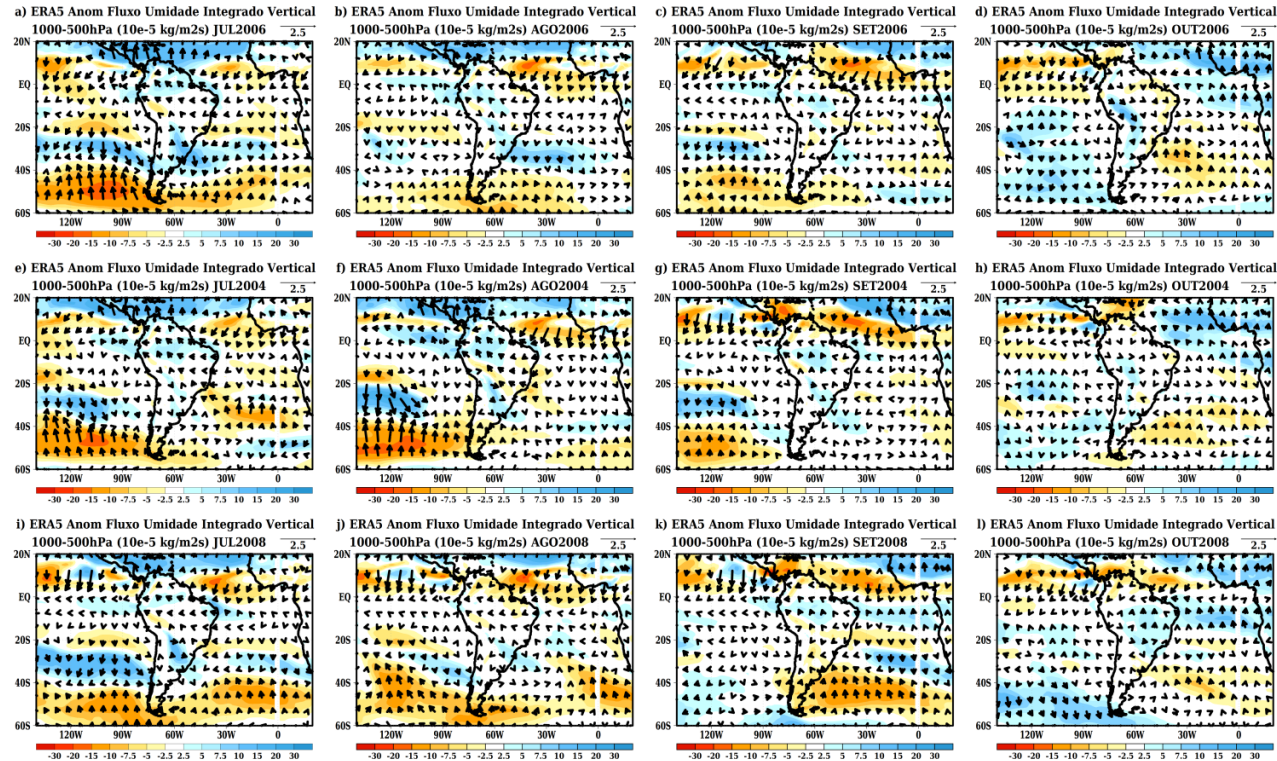


A anomalia de PNMM foi obtida dos dados do ERA5 para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) de PNMM.

Fonte: Produção da autora.

As Figuras 4.6 e 4.7 apresentam as anomalias da magnitude e do vetor do fluxo de umidade integrado na vertical entre os níveis de 1000 e 500 hPa. Em setembro do ano atrasado (Figura 4.6 l), observam-se anomalias negativas da magnitude do fluxo de umidade entre 40-60°S e 60-30°W, área onde foram observadas as anomalias positivas de PNMM (Figura 4.4 l), indicando que o aumento da pressão está acoplado à redução do fluxo de umidade nesta área. Em outubro do ano adiantado (Figura 4.6 d), anomalias positivas da magnitude do fluxo de umidade são observadas à leste dos Andes onde os vetores indicam que o fluxo de umidade de noroeste é intensificado. Este fluxo de noroeste com magnitudes de até $30 \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$, é mantido de dezembro a fevereiro no ano adiantado (Figura 4.7 b, c, d), sendo que em janeiro (Figura 4.7 c) anomalias positivas do fluxo de umidade se estendem do noroeste da Bacia Amazônica em direção à região Sudeste do Brasil, até o Oceano Atlântico, remetendo à configuração de ZCAS (KODAMA, 1992). Em novembro do ano atrasado (Figura 4.7 i), anomalias negativas da magnitude do fluxo de umidade são observadas em toda a AS, mas principalmente na bacia Amazônica e à leste do Andes (entre o Peru e o Paraguai) sendo que a direção da anomalia negativa do fluxo é predominantemente de noroeste, indicando uma redução no transporte de umidade da bacia Amazônica para a região central e sudoeste da AS. Nestas duas áreas, a redução de até $30 \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ foi observada em dezembro. No entanto, entre a Venezuela, a Colômbia, o Peru, e as regiões Centro Oeste e Sudeste do Brasil, observam-se anomalias positivas do fluxo de umidade (Figura 4.7 j). Mesmo assim, no ano atrasado, não foi possível identificar anomalias do fluxo de umidade características na área de configuração da ZCAS, como observadas em janeiro dos anos adiantado e neutro. Sugere-se que o predomínio de anomalias negativas do fluxo de umidade para o ano atrasado, poderá contribuir para a redução do índice pluviométrico, em comparação aos demais anos estudados.

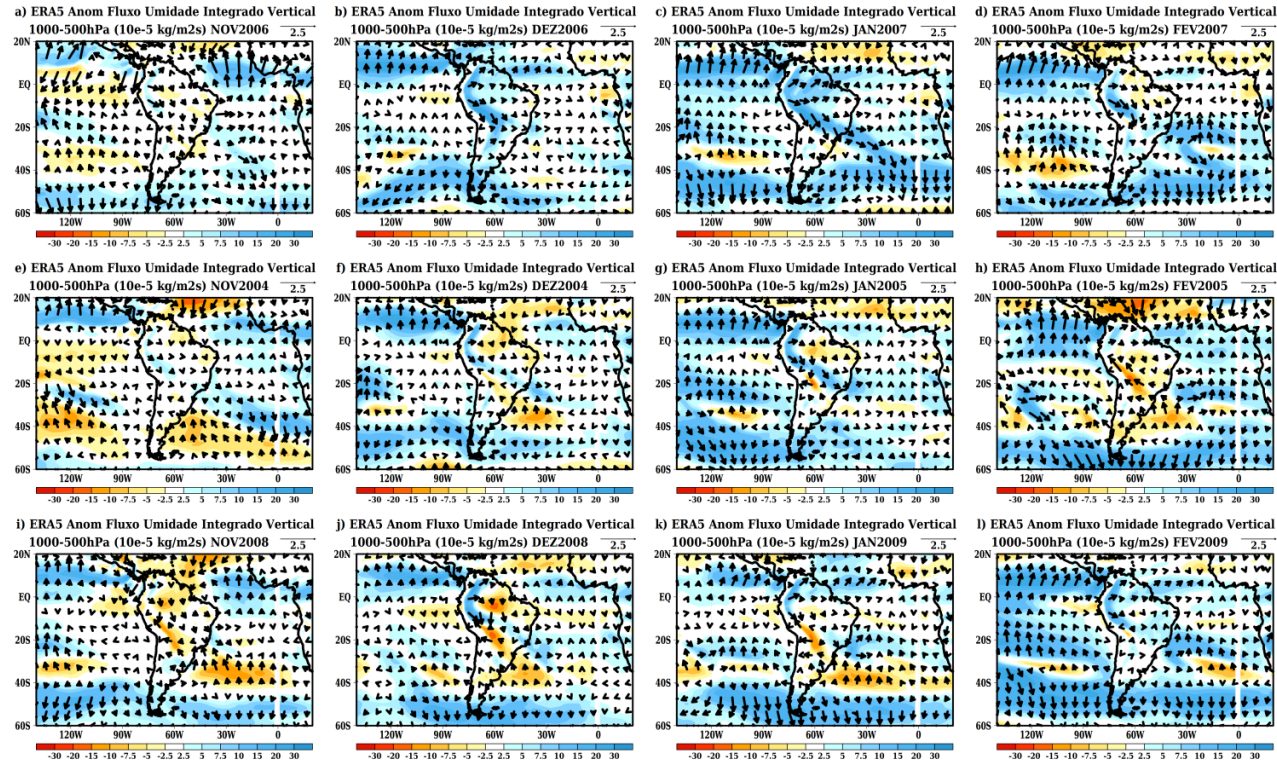
Figura 4.6 - Anomalia da magnitude e do vetor do fluxo de umidade integrado na vertical entre os níveis de 1000 e 500hPa para os meses de julho a outubro.



A anomalia da magnitude e do vetor do fluxo de umidade integrado na vertical foi obtida a partir dos dados do ERA5 para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) do fluxo de umidade integrado na vertical.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.7 - Anomalia da magnitude e do vetor do fluxo de umidade integrado na vertical entre os níveis de 1000 e 500hPa para os meses de novembro a fevereiro.

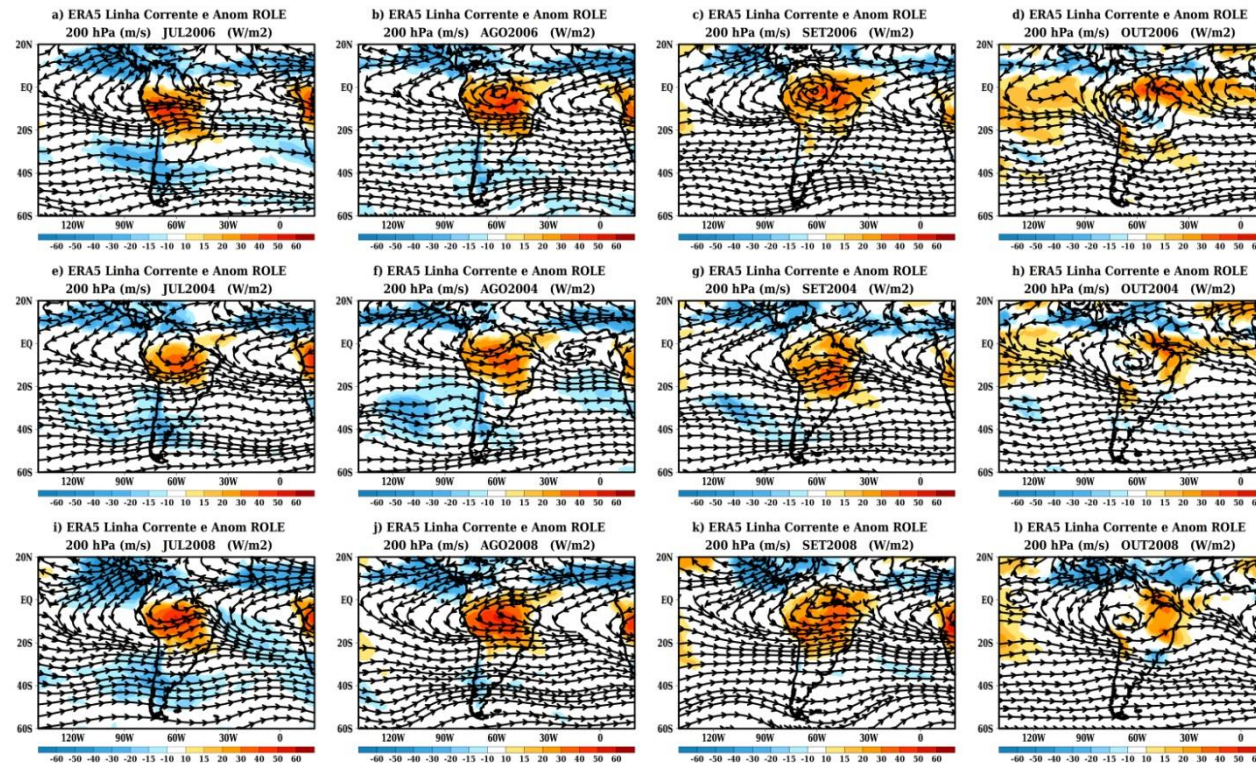


A anomalia da magnitude e do vetor do fluxo de umidade integrado na vertical foi obtida a partir dos dados do ERA5 para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) do fluxo de umidade integrado na vertical.

Fonte: Produção da autora.

A partir da análise da anomalia de ROLE acompanhada do escoamento em 200 hPa (Figuras 4.8 e 4.9), nota-se que os meses de novembro a fevereiro são caracterizados pela persistência do padrão de anomalias negativas de ROLE na área central da AS, indicando a presença de nuvens de grande desenvolvimento vertical, indicativo do início da estação chuvosa (KOUSKY, 1988; ALVES et al., 2005; GARCIA, 2010). Além disso, no escoamento em 200 hPa, observa-se a configuração de um anticiclone, conhecido como Alta da Bolívia (AB; LENTERS; COOK, 1997), e de um cavado à leste da AB, conhecido como Cavado de Nordeste (CNE; LENTERS; COOK, 1997) ou Vórtice Ciclônico em Altos Níveis (VCAN; GAN e KOUSKY, 1981). A configuração deste padrão na circulação em altos níveis é importante para o posicionamento da ZCAS (KODAMA, 1992). A intensidade e manutenção da AB e do CNE dependem da liberação de calor latente proveniente da convecção na bacia Amazônica, que está diretamente relacionada ao início da estação chuvosa. No ano adiantado, a AB e o CNE começam a se configurar a partir de agosto, e em outubro, os dois sistemas estão mais intensos em comparação aos anos neutro e atrasado. No entanto, de novembro a fevereiro, a intensidade da circulação em 200 hPa (observada pela proximidade das linhas de corrente), é mais intensa no ano atrasado. As anomalias negativas de ROLE acompanham a circulação anticiclônica e as áreas de difluência do vento em 200 hPa. Sendo que no ano atrasado, a área de atuação cobriu grande parte da área central e norte da AS (Figura 4.9 i, j, k, l), enquanto no ano adiantado se concentrou mais na parte central, promovendo anomalias positivas de ROLE no noroeste da AS. (Figura 4.9 a, b, c, d).

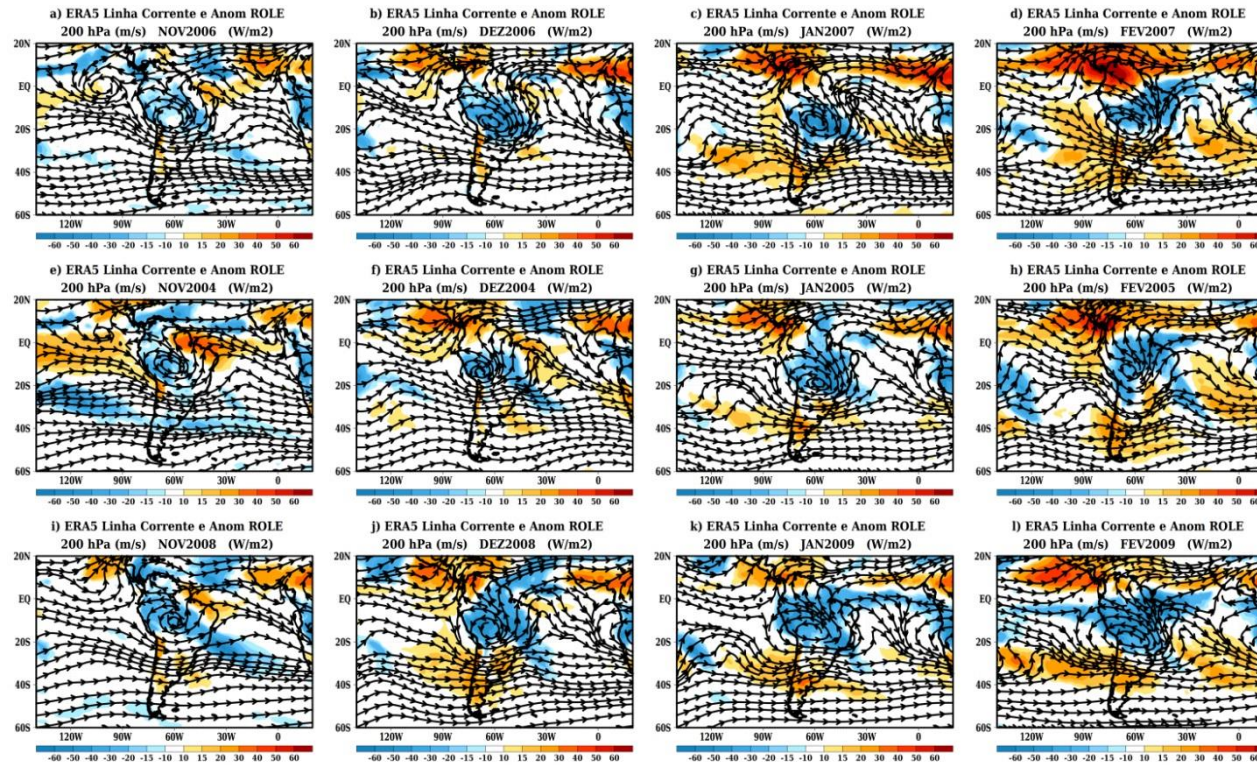
Figura 4.8 - Anomalia da radiação de onda longa emergente e linhas de corrente do vento em 200 hPa para os meses de julho a outubro.



A anomalia da radiação de onda longa emergente foi obtida a partir dos dados do ERA5 para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam redução (aumento) da presença de nuvens de topos altos.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.9 - Anomalia da radiação de onda longa emergente e linhas de corrente do vento em 200 hPa para os meses de novembro a fevereiro.



A anomalia da radiação de onda longa emergente foi obtida a partir dos dados do ERA5 para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam redução (aumento) da presença de nuvens de topos altos.

Fonte: Produção da autora.

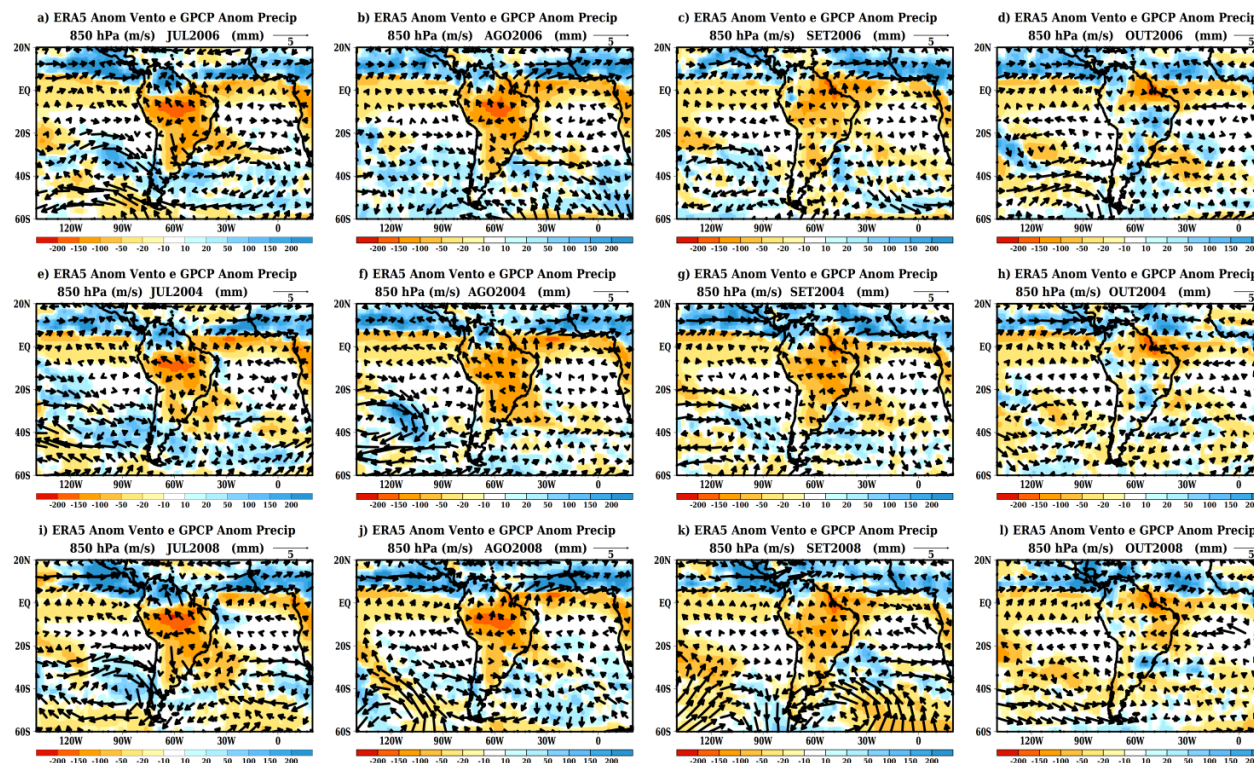
As Figuras 4.10 e 4.11, mostram as anomalias de precipitação e do vento em 850 hPa. O início da estação chuvosa pode ser identificado a partir das anomalias positivas de precipitação concentradas na parte centro-leste da AS, em outubro nos anos adiantado (Figura 4.10 d) e neutro (Figura 4.10 h) e em novembro no ano atrasado (Figura 4.10 i). A reversão dos ventos em baixos níveis, observada quando a média anual é removida (ZHOU; LAU, 1998; GAN et al., 2004; SILVA, 2012), é uma característica do início da estação chuvosa que também foi observada no respectivo mês de início da estação chuvosa. Assim, de julho a setembro, os vetores anomalia do vento são predominantemente de quadrante sul na parte centro-norte da AS (Figura 4.10 a, b, c, e, f, g, i, j, k). No entanto, a partir de outubro (novembro) os vetores anomalia se tornam predominantemente de noroeste nos anos adiantado e neutro (atrasado) (Figura 4.10 d, h e Figura 4.11 i). Esta característica do escoamento é importante para o transporte de umidade da bacia Amazônica em direção às regiões Centro-Oeste, Sul e Sudeste do Brasil.

A partir das análises das anomalias de ROLE (Figuras 4.8 4.9) e de precipitação (Figuras 4.10 e 4.11), foi possível verificar o modelo conceitual do início da estação chuvosa da AS, desenvolvido por Nieto-Ferreira e Rickenbach (2011). Onde o primeiro estágio do início da estação chuvosa ocorre quando a precipitação começa na região noroeste da AS e gradualmente se estende ao sudeste do continente (18 a 22 de outubro, Figura 4.10 d). O segundo estágio é caracterizado pela configuração da ZCAS (28 de outubro a 1 novembro, Figuras 4.9 e 4.11 a, e, i). O terceiro estágio envolve a chegada da monção (reversão da anomalia do vento) na foz do Rio Amazonas entre as regiões Norte e Nordeste do Brasil que, por sua vez, está associada com a lenta migração da ZCIT para o hemisfério de verão (entre fevereiro e março, Figuras 4.9 e 4.11 d, h, l).

No ano adiantado, foram observadas anomalias positivas de precipitação com maior magnitude entre o sudeste da Bacia Amazônica e a região Sudeste do Brasil, em que o padrão de ZCAS pode ser identificado a partir de novembro até janeiro (Figura 4.11 a, b, c). Em fevereiro (Figura 4.11 d), as anomalias

positivas de precipitação de até 250 mm (acumulado mensal) se concentram em toda a parte central e leste da AS incluindo as regiões Nordeste e Norte do Brasil (área do terceiro estágio do início da estação chuvosa). Anomalias negativas de precipitação de até 250 mm são observadas no noroeste da AS, incluindo o norte da bacia Amazônica (Figura 4.11 d). No ano atrasado, as anomalias positivas de precipitação concentram-se entre a parte central da AS, a região Sudeste do Brasil e o Oceano Atlântico adjacente, em novembro (Figura 4.11 i). Em dezembro, as anomalias positivas de precipitação estendem-se até às regiões Norte e Nordeste do Brasil (Figura 4.11 j), sendo que em janeiro e fevereiro, as anomalias positivas de precipitação se concentram entre a linha do Equador e 15°S (Figura 4.11 k, l). A direção dos vetores da anomalia do vento acompanhou as áreas com anomalias positivas de precipitação mais intensa, uma vez que o transporte de umidade é promovido como pode ser observado na Figura 4.7 b, c. É possível notar, que o tamanho (indicando a intensidade) dos vetores anomalia foi superior no ano adiantado em relação aos anos neutro e atrasado, principalmente em fevereiro, tal que a magnitude da anomalia de precipitação também foi maior (Figura 4.11 d).

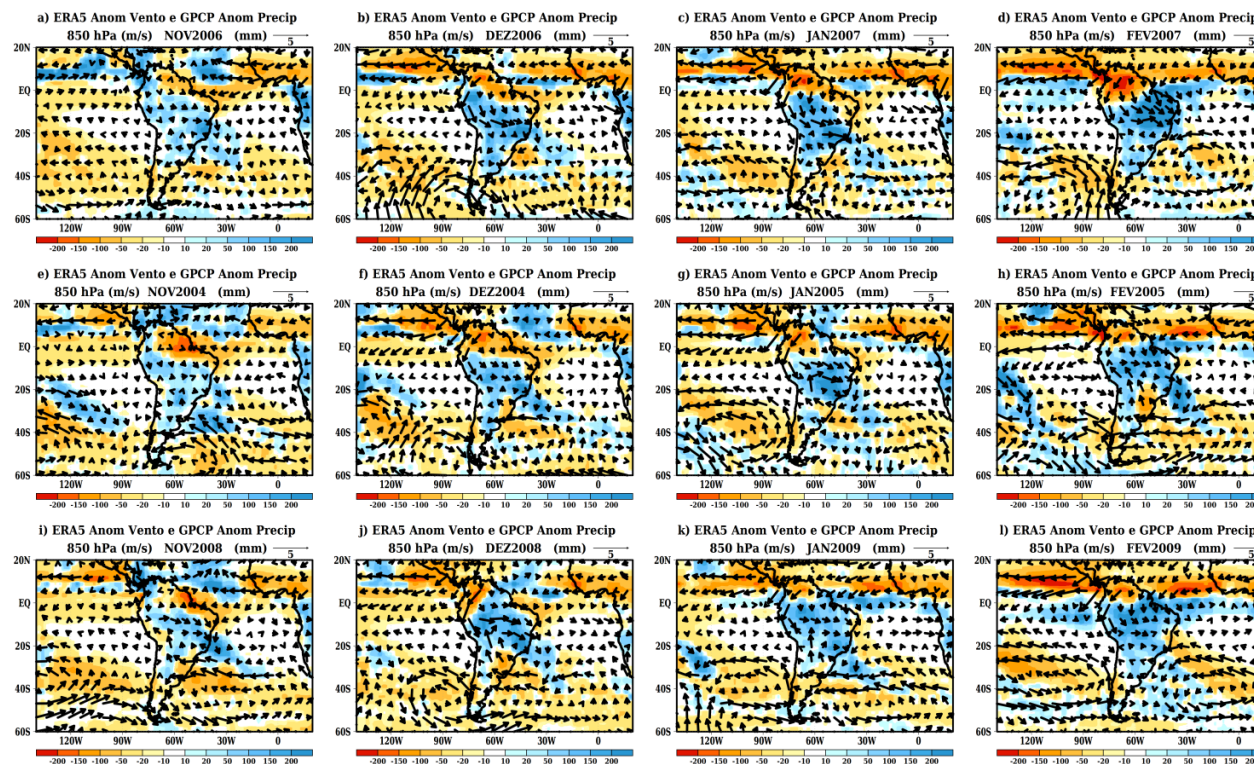
Figura 4.10 - Anomalia da precipitação (mm) e do vetor vento em 850 hPa ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.



As anomalias da precipitação e do vento em 850 hPa foram obtidas a partir dos dados do GPCP e do ERA5, respectivamente, para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) da precipitação.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.11 - Anomalia da precipitação (mm) e do vetor vento em 850 hPa ($m.s^{-1}$) para os meses de novembro a fevereiro.



As anomalias da precipitação e do vento em 850 hPa foram obtidas a partir dos dados do GPCP e do ERA5, respectivamente, para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) da precipitação.

Fonte: Produção da autora.

A partir das análises apresentadas acima dos padrões atmosféricos associados aos anos caracterizados pelo início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa, resumidamente destaca-se a configuração dos padrões de grande escala associados ao Sistema de Monção da América do Sul (SMAS; ZHOU; LAU, 1998; GAN; et al., 2004; VERA et al., 2006; GAN et al., 2009; MARENGO et al., 2012) ocorrendo:

- a) a redução de pressão na área central da AS no mês de início da estação chuvosa, outubro para os anos adiantado e neutro e em novembro para o ano atrasado;
- b) no ano atrasado observou-se, em setembro, a atuação de uma crista e anomalias positivas de PNMM entre 40-60°S e 60-30°W. Sugere-se que tal configuração tenha sido responsável pelo atraso do início da estação chuvosa que ocorre apenas em novembro;
- c) o deslocamento do ASAS para sua posição mais a leste da costa sul-americana é observado nos três anos analisados a partir de outubro (adiantado e neutro) e novembro (atrasado). A ASAS persistiu mais intensa no ano atrasado devido ao padrão de anomalia positiva de PNMM mencionado anteriormente;
- d) a magnitude da anomalia do fluxo de umidade foi maior no ano adiantado, principalmente entre a bacia Amazônica e a região Sudeste, incluindo o oceano Atlântico, região de atuação da ZCAS;
- e) a AB e o CNE começam a se configurar a partir de agosto no ano adiantado, por isso, logo em outubro, os dois sistemas estão mais intensos em comparação aos anos neutro e atrasado. No entanto, de novembro a fevereiro, a intensidade da circulação em 200 hPa foi mais intensa no ano atrasado;
- f) a formação de nuvens com grande desenvolvimento vertical (baixo valor de ROLE) formando a banda de precipitação que se estende do sudeste da bacia Amazônica até a região Sudeste do Brasil, conhecida como

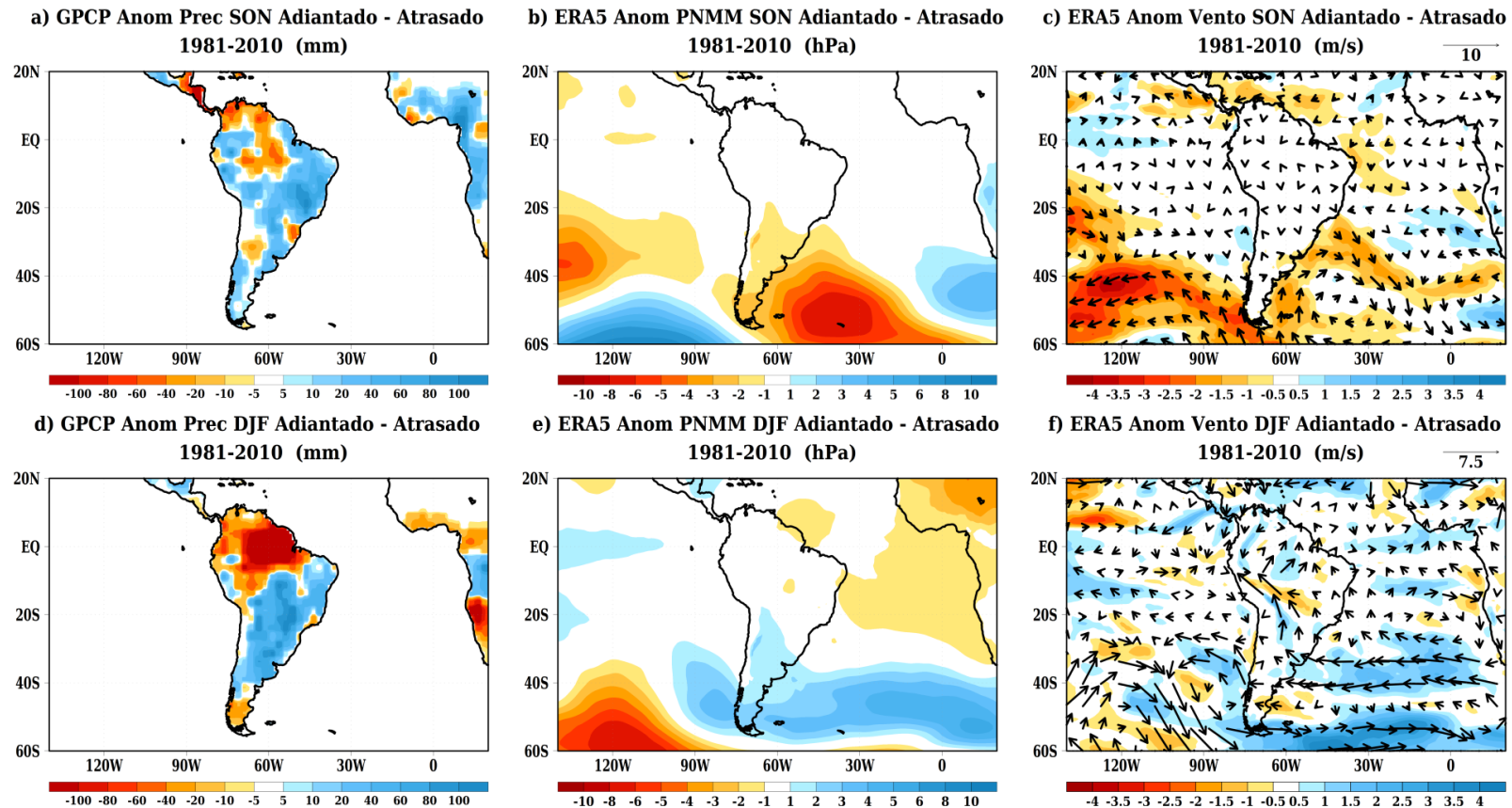
Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). No ano atrasado a ZCAS apresentou uma extensão maior no oceano Atlântico e a partir de dezembro já começou a extensão da precipitação até às regiões Norte e Nordeste;

- g) a reversão da anomalia da direção do vento em 850 hPa de sudeste (julho a setembro) para de noroeste (outubro a fevereiro) na área centro-norte da AS, sendo que a magnitude do vetor foi maior de outubro a fevereiro do ano adiantado.

Por fim, a Figura 4.12 evidencia as diferenças entre os anos caracterizados pelo adiantamento/atraso do início da estação chuvosa em relação aos trimestres setembro-outubro-novembro (SON; Figura 4.12 a, b, c) e dezembro-janeiro-fevereiro (DJF; Figura 4.12 d, e, f) referente às anomalias de precipitação, PNMM e vento em 850 hPa. Na diferença da anomalia de precipitação, observa-se que no ano adiantado diferenças positivas de precipitação com maior magnitude se concentraram em toda a parte central e leste da AS, principalmente em DJF, enquanto no ano atrasado, as diferenças positivas se concentraram na parte norte da AS, incluindo o norte da bacia Amazônica (Figura 4.12 a, d). Em relação à diferença de PNMM (Figura 4.12 b, e), observa-se que as diferenças positivas de PNMM observadas em setembro entre 40-60°S e 60-30°W do ano atrasado, prevaleceram no padrão da diferença. Isto é um indicativo de que tal aumento de pressão foi um fator contribuinte para o atraso do início da estação chuvosa. Em DJF, a diferença de PNMM indica que as anomalias foram superiores no ano adiantado no sul da AS, isto é, nesta área a pressão foi maior quando comparada ao ano atrasado (Figura 4.12 e). Para a diferença das anomalias do vento em 850 hPa, nota-se que em SON (Figura 4.12 c), as diferenças da magnitude do vento se concentraram na área entre 40-60°S e 60-30°W, onde o vento foi mais intenso no ano atrasado. Na diferença da direção do vento, observam-se anomalias de circulação ciclônica, ou seja, indicando que a direção do vento nessa área é predominantemente ciclônica no oceano Atlântico Sul no ano adiantado (40-

60°S e 60-30°W). Essa configuração é consistente com a dominância da anomalia positiva de pressão no caso atrasado nessa região.

Figura 4.12 - Diferença entre os anos adiantado e atrasado para as anomalias de precipitação (mm), de PNMM (hPa) e da magnitude e direção do vento em 850 hPa (m.s⁻¹) nos trimestres de SON e DJF.



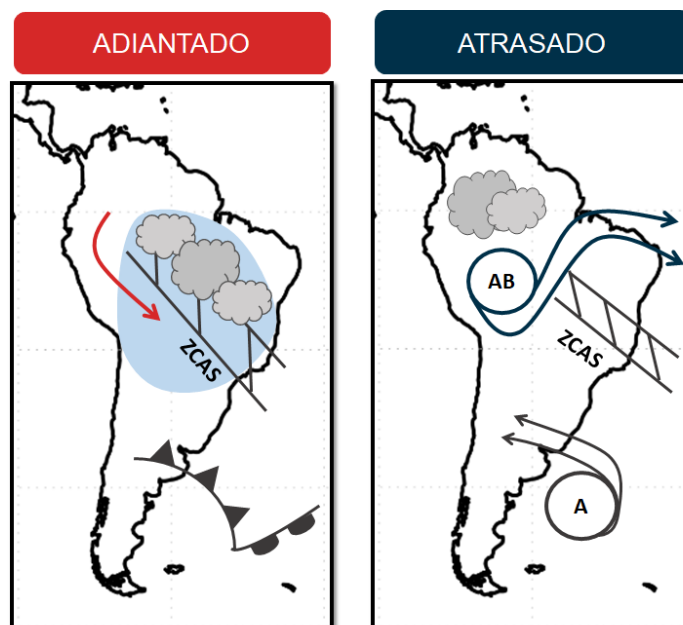
As anomalias da precipitação, de PNMM e do vetor vento em 850 hPa foram obtidas a partir dos dados do GPCP e do ERA5, respectivamente, para as médias anuais do período de 1981 a 2010.

Fonte: Produção da autora.

As principais diferenças entre os anos adiantado e atrasado no padrão atmosférico estão esquematizadas na Figura 4.13. No ano adiantado, observa-se a representação da redução de pressão mais intensa no centro-leste da AS, onde o fluxo de umidade de noroeste também foi mais intenso, promovendo a precipitação e a formação da ZCAS. Além disso, a atuação da ASAS foi menos intensa em comparação aos anos neutro e atrasado, por isso, sugere-se que tenha favorecido o avanço de frentes frias na costa leste da AS, e assim, contribuído para o adiantamento do início da estação chuvosa. Estas mesmas configurações foram observadas por Raia e Cavalcanti (2008) no ano de início adiantado da estação chuvosa, em que a passagem de um sistema frontal intenso contribuiu para o aumento da umidade do solo e da atmosfera, além disso, o fluxo de noroeste também foi mais intenso enquanto a configuração da ASAS e o fluxo de leste em direção ao continente estavam enfraquecidos.

No ano atrasado, a precipitação foi favorecida no noroeste da AS, e a ZCAS se posicionou mais ao norte em comparação ao ano adiantado. A liberação de calor latente no noroeste da AS promoveu a intensificação da configuração da AB e do CNE. Além disso, sugere-se que a configuração de um sistema de alta pressão em setembro entre 40-60°S e 60-30°W, desfavoreceu a passagem de frentes frias e conseqüentemente contribuiu para o atraso do início da estação chuvosa no centro-leste da AS. Para o ano de início atrasado, Raia e Cavalcanti (2008), verificaram que a PNMM estava mais alta no centro-leste da AS e os primeiros episódios de precipitação estavam associados à passagem de sistemas frontais, os quais, apesar de persistirem por alguns dias e inclusive resultarem em falso início da estação chuvosa, não foram suficientes para promover as condições necessárias ao início da estação chuvosa, desta forma promovendo o início atrasado.

Figura 4.13 - Esquema padrões atmosféricos anos adiantado e atrasado do início da estação chuvosa.



Fonte: Produção da autora.

4.2.1.1 Investigação do padrão atmosférico: análise de composição

Com o objetivo de investigar mais profundamente os padrões característicos do início da estação chuvosa, foi obtida a análise de composição da PNMM, do vento em 850 hPa e da precipitação, detalhada na Seção 3.4. A principal motivação para esta análise se deve à identificação do padrão de anomalias de PNMM em setembro do ano atrasado, que assemelha a um padrão de ondas, possivelmente com configuração de bloqueio. Foram selecionados três anos característicos de início da estação chuvosa de acordo com a Tabela 4.2 na seção de seleção dos anos. A fase do El-Niño Oscilação Sul (ENOS) foi verificada para cada ano característico selecionado e também está apresentada na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 - Anos selecionados para a análise de composição e a respectiva fase do ENOS.

ADIANTADO		NEUTRO		ATRASADO	
Ano	Padrão ENOS	Ano	Padrão ENOS	Ano	Padrão ENOS
1998	Transição El Niño forte para La Niña moderada	2001	Neutro	2000	La Niña forte
2006	El Niño moderado	2004	El Niño fraco	2007	Transição La Niña fraca para La Niña moderada
2009	El Niño moderado	2005	El Niño fraco	2008	Transição La Niña moderada para La Niña fraca

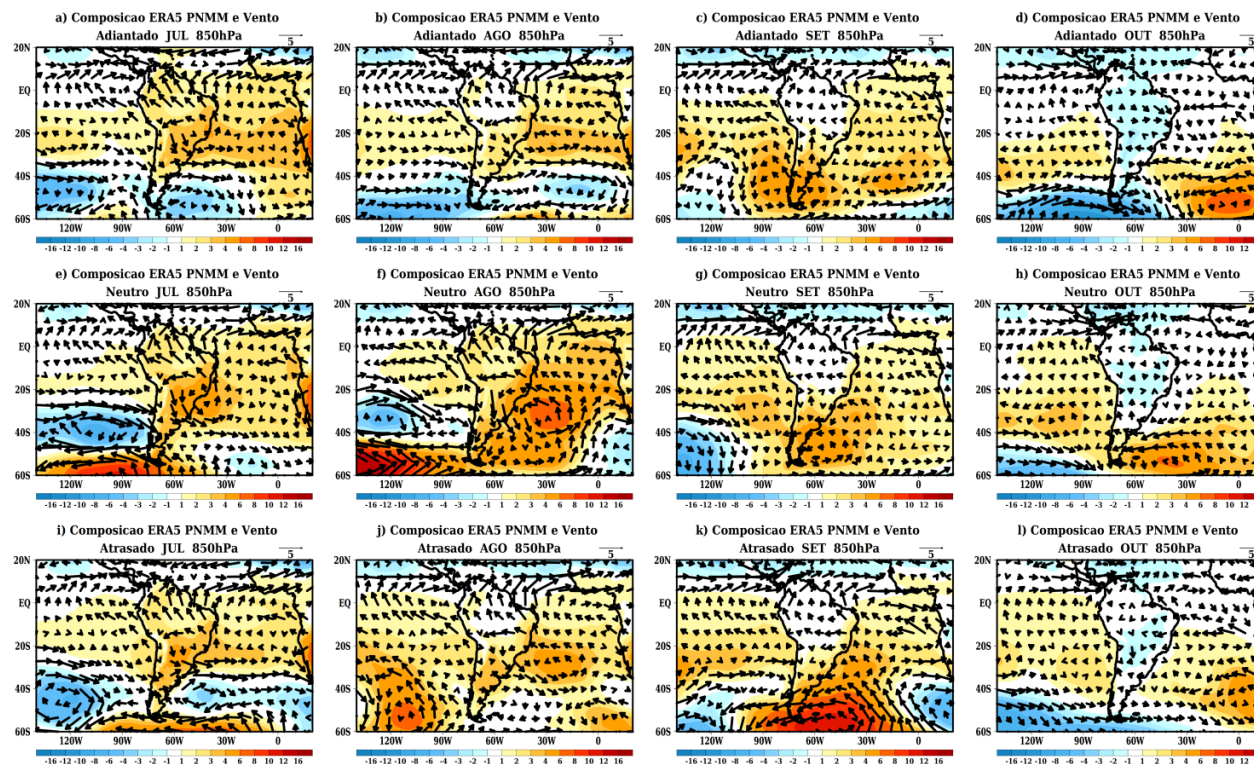
Os anos selecionados como adiantado, neutro e atrasado foram obtidos da Tabela 4.1. Fonte: Produção da autora.

A Figura 4.14, mostra a análise de composição da PNMM e do vento em 850 hPa para os anos característicos de início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa. Em setembro, no sul da AS e no Atlântico são observadas anomalias positivas de PNMM nos três casos de início da estação chuvosa, no entanto, nos anos atrasados, a magnitude destas anomalias atinge 16 hPa na área entre 40-60°S e 90-30°W (Figura 4.14 k). As anomalias positivas mais intensas, próximas ao extremo sul da América do Sul estão deslocadas para o Pacífico nos anos de início adiantado e para o Atlântico nos anos de início atrasado da estação chuvosa. Sugere-se então, que a posição dessas anomalias positivas intensas próximas à América do Sul seja um importante fator contribuinte para o atraso da estação chuvosa, uma vez que a atuação de um sistema de alta pressão na área entre 40-60°S e 90-30°W, desfavorece a passagem de sistemas frontais, cujo avanço promove a instabilização da atmosfera pré-condicionando-a ao início da estação chuvosa. Uma configuração típica de bloqueio do tipo dipolo (MARQUES; RAO, 1999; NASCIMENTO; AMBRIZZI, 2002) é identificada em julho e agosto dos anos

neutros, no oceano Pacífico, com anomalias negativas de PNMM entre 35-45°S e 120-100°W e anomalias positivas entre 45-60°S e 120-100°W. Em julho dos anos com início neutro da estação chuvosa, também foram identificadas anomalias positivas de pressão sobre a costa sudeste que se deslocam para o oceano Atlântico em agosto. Ambas as configurações se dissipam em setembro.

A configuração da composição de PNMM também é observada na composição do vento em 850 hPa, ou seja, o acoplamento é observado em que anomalias positivas de PNMM estão associadas a vetores em circulação anticiclônica (Figura 4.14 e, f). Pelo padrão observado da PNMM nos anos neutro e atrasado, sugere-se que o mês em que ocorre um bloqueio, e sua posição são fundamentais para o início da estação chuvosa ocorrer na época normal ou atrasado. Nesses casos, a alta de bloqueio atuante no oceano Atlântico sudoeste desempenha um papel importante para o estabelecimento do início da estação chuvosa. Em outubro dos anos adiantados, foram observadas anomalias negativas em toda a AS e no Pacífico entre 50-60°S e 120-60°W acompanhado de circulação ciclônica (Figura 4.14 d). Sugere-se que a configuração deste padrão tenha contribuído para a intensificação de sistemas frontais que poderiam posteriormente organizar a precipitação na AS e, portanto, promover o adiantamento do início da estação chuvosa.

Figura 4.14 - Composição de pressão ao nível médio do mar (hPa) e do vetor vento em 850hPa (m.s⁻¹) para os meses de julho a outubro.

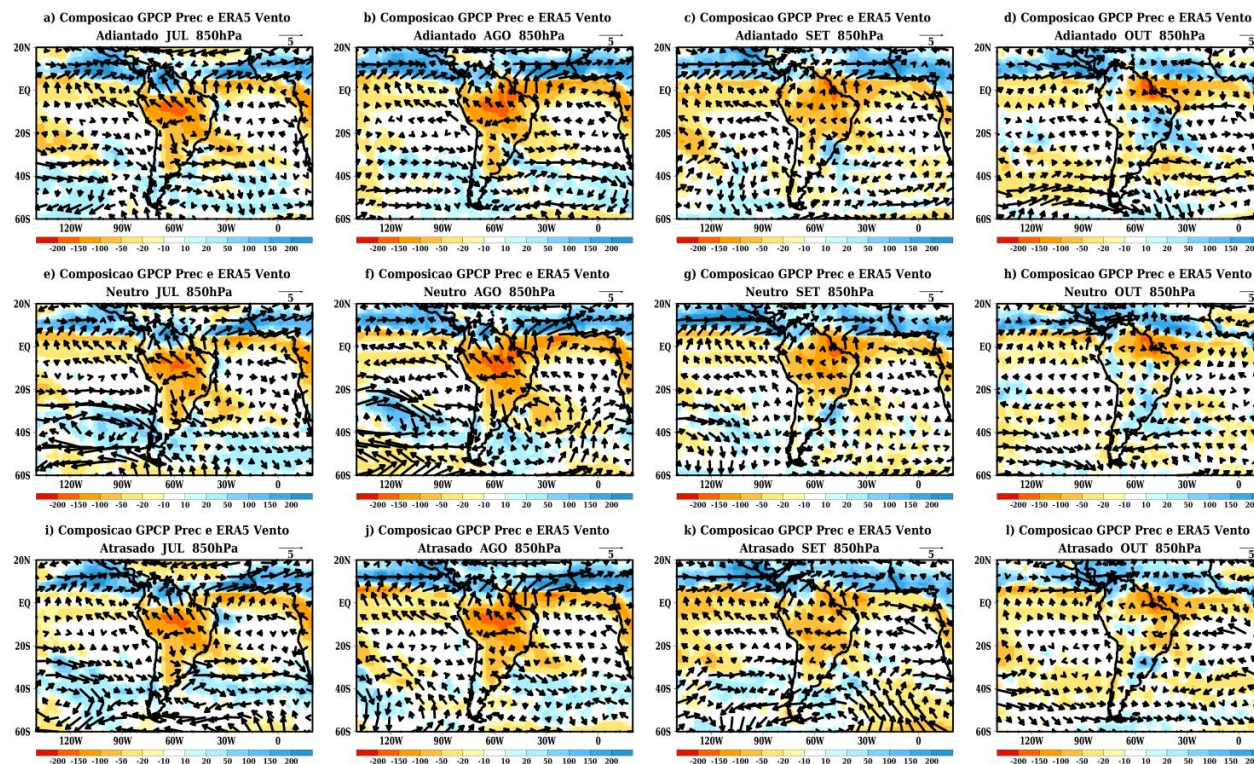


A composição foi obtida a partir das anomalias da PNMM e do vento em 850 hPa, proveniente dos dados do ERA5, respectivamente, para as médias anuais do período de 1981 a 2010.

Fonte: Produção da autora.

Na composição da precipitação (Figura 4.15), o padrão observado de anomalias negativas de precipitação em julho foi semelhante entre os três anos de início da estação chuvosa. No entanto, as anomalias positivas de precipitação observadas entre a região Sul do Brasil e o Uruguai, geradas principalmente por sistemas frontais, indicam a importância da passagem desses sistemas para o pré-condicionamento ao início da estação chuvosa, no ano adiantado a partir de agosto e no ano neutro em setembro (Figura 4.15 c, g). Além disso, no ano atrasado a influência da passagem desses sistemas é observada apenas em outubro (Figura 4.15 l).

Figura 4.15 - Composição de precipitação (mm) e do vetor vento em 850 hPa ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.



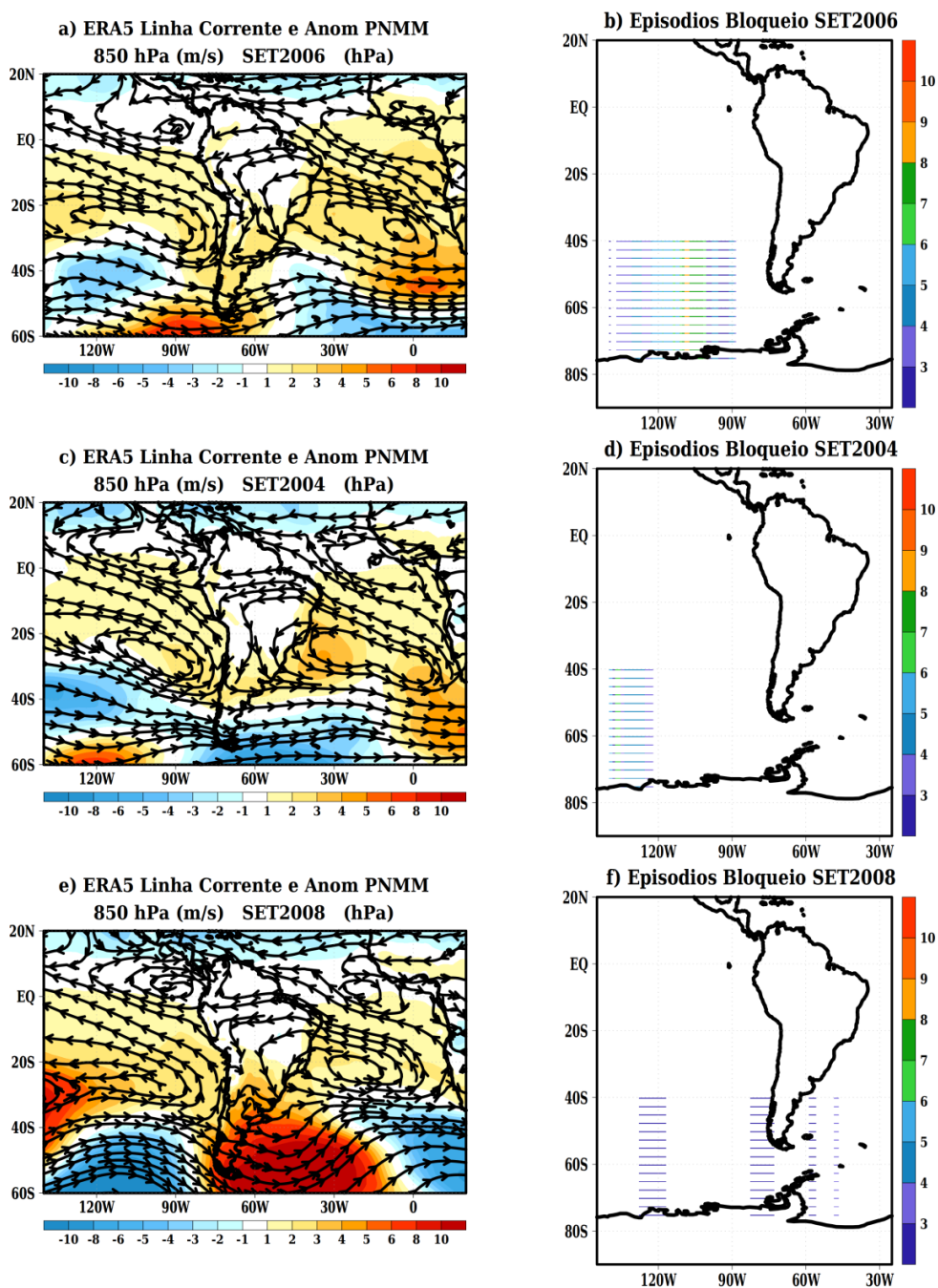
A composição foi obtida a partir das anomalias de precipitação e do vento em 850 hPa proveniente dos dados do GPCP e do ERA5, respectivamente, para as médias anuais do período de 1981 a 2010.

Fonte: Produção da autora.

4.2.1.1.1 Investigação padrão de bloqueio

Em setembro do ano atrasado na área entre 40-60°S e 90-30°W foram observadas anomalias positivas de PNMM acompanhadas de circulação anticiclônica, tanto na análise de anomalia (Figura 4.4) quanto na análise de composição (Figura 4.14). Portanto, foi utilizada a metodologia de identificação de bloqueio aplicada por Damião et al. (2009) e descrita na Seção 3.4 para a análise dos padrões atmosféricos de PNMM, principalmente. Na Figura 4.16 está apresentada a anomalia de PNMM e linhas de corrente em 850 hPa (a, c, e) e a quantidade de episódios de bloqueio identificados. No ano adiantado os bloqueios, apesar de terem sido identificados mais episódios, atuaram entre as latitudes de 40-70°S e as longitudes de 130-90°W, ou seja, no oceano Pacífico (Figura 4.16 b). Já no ano neutro, os episódios de bloqueio não foram mais do que 6, e se concentraram na área do Pacífico entre 40-70°S e 130-120°W (Figura 4.16 d). Por fim, no ano atrasado foram identificados até 3 episódios de bloqueio entre 40-70°S, no Pacífico nas longitudes de 120°W e 80°W (próximo à costa oeste da AS) e até 4 episódios no Atlântico entre as longitudes de 60°W e 50°W (Figura 4.16 f). Portanto, a análise da identificação de bloqueio, permitiu verificar que a configuração observada em setembro do ano atrasado na área entre 40-60°S e 90-30°W, tratou-se de mais de um evento de bloqueio, cuja atuação foi importante para o atraso do início da estação chuvosa. Nota-se assim, a importância da região de bloqueio para a influência no início da estação chuvosa na AS.

Figura 4.16 - Comparação da anomalia de PNMM (hPa) e linha de corrente em 850hPa ($m.s^{-1}$) e a quantidade de episódios de bloqueio identificados no mês de setembro.



As linhas coloridas expressam a quantidade de episódios de bloqueio identificados na respectiva área.

Fonte: Produção da autora.

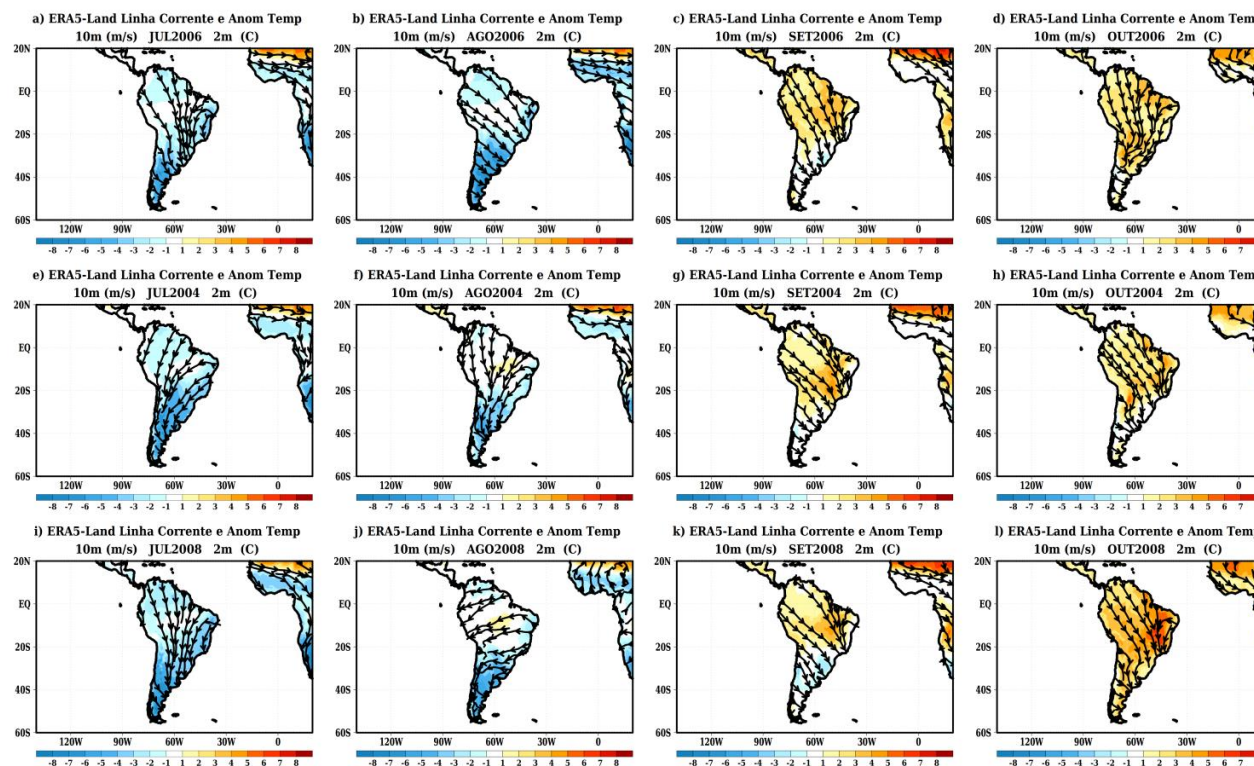
4.2.2 Padrões de superfície

Para investigar os padrões de superfície associados ao início da estação chuvosa nos anos característicos, foram analisadas as anomalias mensais (julho a fevereiro) de temperatura a 2 m (Figuras 4.17 e 4.18), do conteúdo de água no solo (Figuras 4.19 e 4.20), do fluxo de calor sensível (Figuras 4.21 e 4.22), do fluxo de calor latente (Figuras 4.23 e 4.24), e do Índice de Área Foliar (IAF; Figuras 4.25 e 4.26).

A partir da análise das Figuras 4.17 e 4.18 referentes às anomalias de temperatura a 2 m acompanhadas da circulação em 10m, observou-se que o início da estação chuvosa é caracterizado pela transição de anomalias negativas de temperatura (julho e agosto), principalmente no centro e sul do AS para anomalias positivas (setembro e outubro) concentradas na parte centro e norte da AS. Isto é, ocorre o aquecimento da superfície na parte central da AS devido à sazonalidade da posição da irradiação solar, que por sua vez contribui para a instabilização da atmosfera e para o abaixamento de pressão (GARCIA, 2010; SILVA, 2012). Em setembro do ano adiantado, anomalias positivas de temperatura mais intensas aparecem no nordeste e no sudeste da AS, enquanto no ano atrasado, as anomalias positivas se concentraram na parte centro-leste da AS (Figura 4.17). Já em outubro, as anomalias positivas de temperatura aparecem em todo o continente, no entanto, um aquecimento de até 7°C é observado entre o interior das regiões Nordeste e Sudeste do Brasil no ano atrasado (Figura 4.17 l). No ano de atraso do início da estação chuvosa, houve maior aquecimento da superfície da AS devido à menor frequência de nebulosidade/convecção. Após o início da estação chuvosa, nos meses de novembro e dezembro, o aquecimento passa a se concentrar no sul da AS, cujas anomalias atingem 8°C (Figura 4.18). Em janeiro dos anos neutro e atrasado (Figura 4.18 g, k), anomalias negativas de temperatura de até 2°C são encontradas em toda a parte central e norte da AS. No ano adiantado as anomalias positivas de temperatura persistem nesta área em janeiro (Figura 4.18 c), e o resfriamento (anomalias negativas) apenas ocorre em fevereiro, mas concentrado no nordeste da AS (Figura 4.18 d). Em relação ao

escoamento a 10m, observa-se que no ano adiantado, a componente zonal foi mais predominante principalmente entre os meses de novembro, janeiro e fevereiro (Figura 4.18 a, c, d). Já no ano atrasado, a componente meridional é que predominou entre outubro a fevereiro (Figura 4.18 l; Figura 4.18 i, j, k, l).

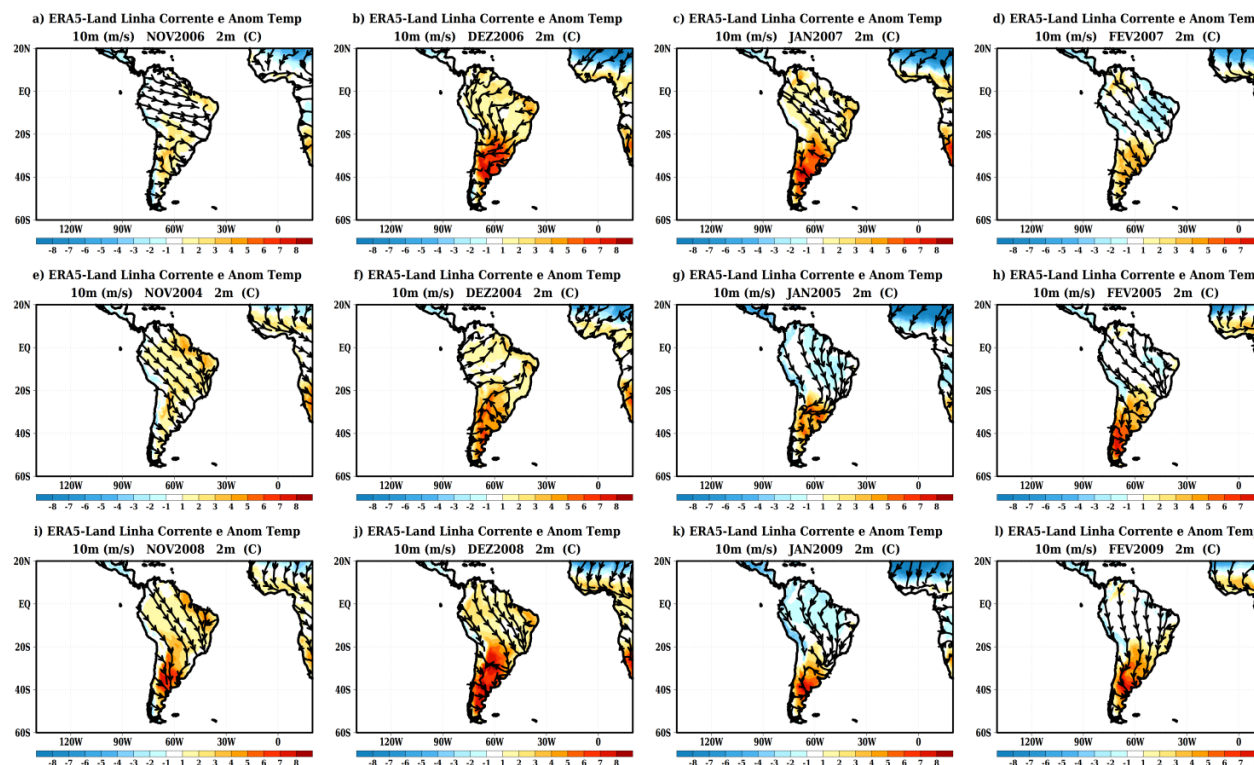
Figura 4.17 - Anomalia de temperatura a 2 metros ($^{\circ}\text{C}$) e linhas de corrente do vento a 10 metros ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) para os meses de julho a outubro.



A anomalia de temperatura a 2 m foi obtida a partir dos dados do ERA5-Land, para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) da temperatura a 2 m.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.18 - Anomalia de temperatura a 2 metros (°C) e linhas de corrente do vento a 10 metros (m.s⁻¹) para os meses de novembro a fevereiro.

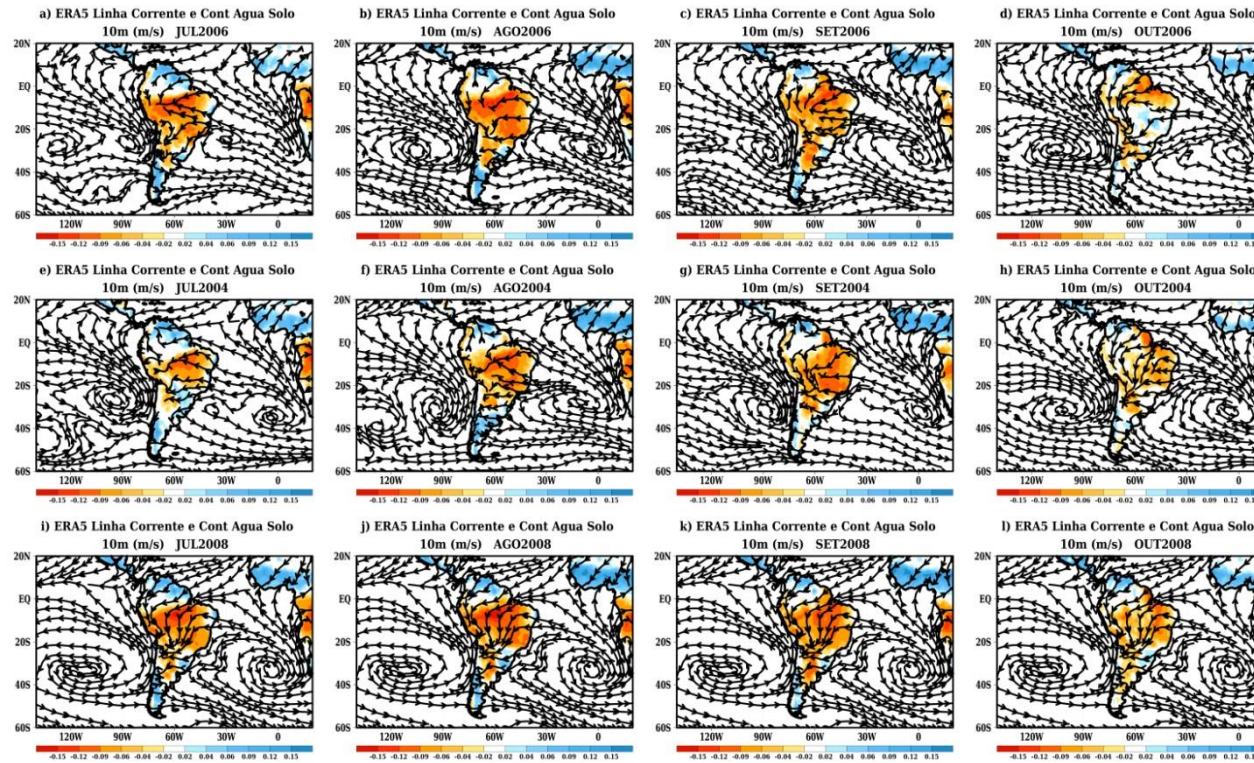


A anomalia de temperatura a 2 m foi obtida a partir dos dados do ERA5-Land, para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) da temperatura a 2 m.

Fonte: Produção da autora.

Nas Figuras 4.19 e 4.20, são verificadas as anomalias do conteúdo de água no solo. Primeiramente, nota-se que o início da estação chuvosa é caracterizado pela transição de anomalias negativas para anomalias positivas do conteúdo de água no solo, ou seja, uma resposta ao aumento da precipitação. De julho a setembro a redução de água no solo é observada na parte central da AS, caracterizando a estação seca (Figura 4.19). A partir de outubro, a magnitude das anomalias negativas começa a reduzir nesta área, sendo que no ano adiantado (atrasado) anomalias positivas aparecem entre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil (região Sul e no Uruguai). De novembro a dezembro, as anomalias positivas de conteúdo de água no solo atingem grande parte do centro-leste do continente (região de atuação do SMAS). Como mencionado anteriormente, o conteúdo de água no solo é uma resposta da precipitação, por isso, em fevereiro do ano adiantado são observadas anomalias negativas de conteúdo de água no solo ao norte da bacia Amazônica.

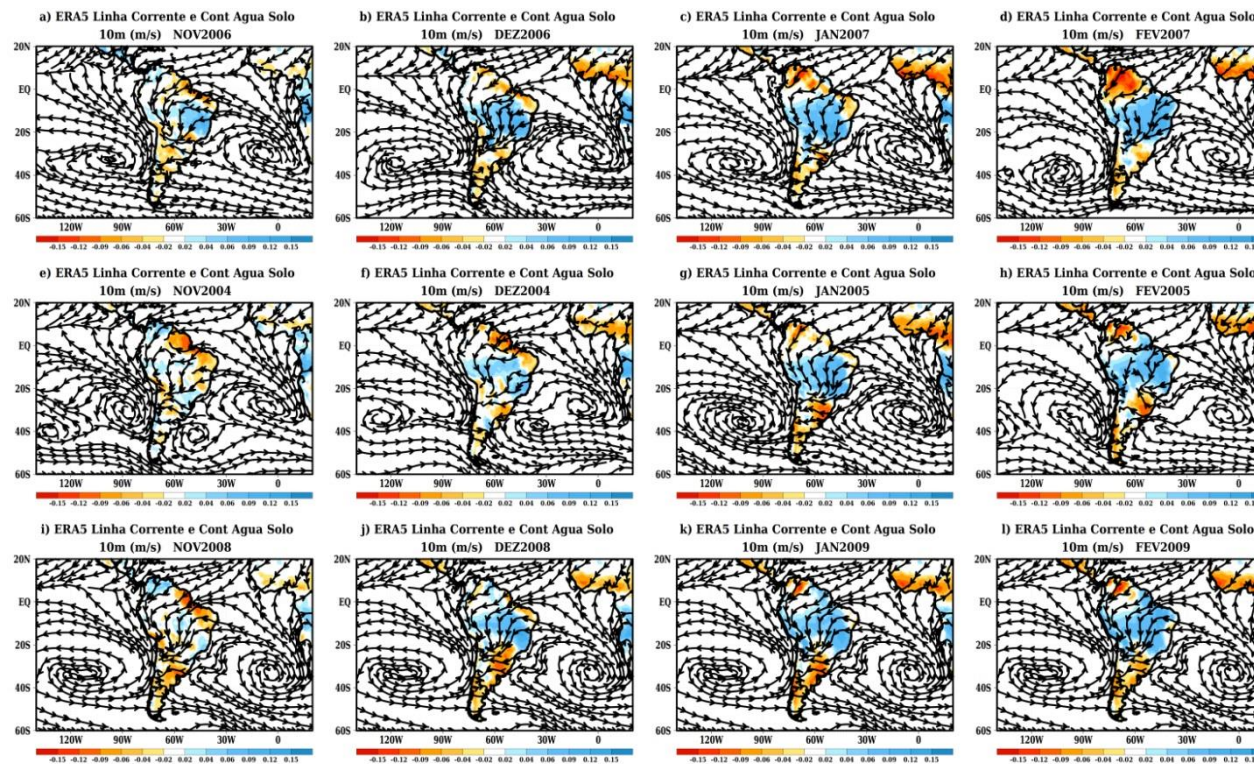
Figura 4.19 - Anomalia do conteúdo de água no solo e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.



A anomalia do conteúdo de água no solo foi obtida a partir dos dados do ERA5, para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) do conteúdo de água no solo.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.20 - Anomalia do conteúdo de água no solo e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de novembro a fevereiro.

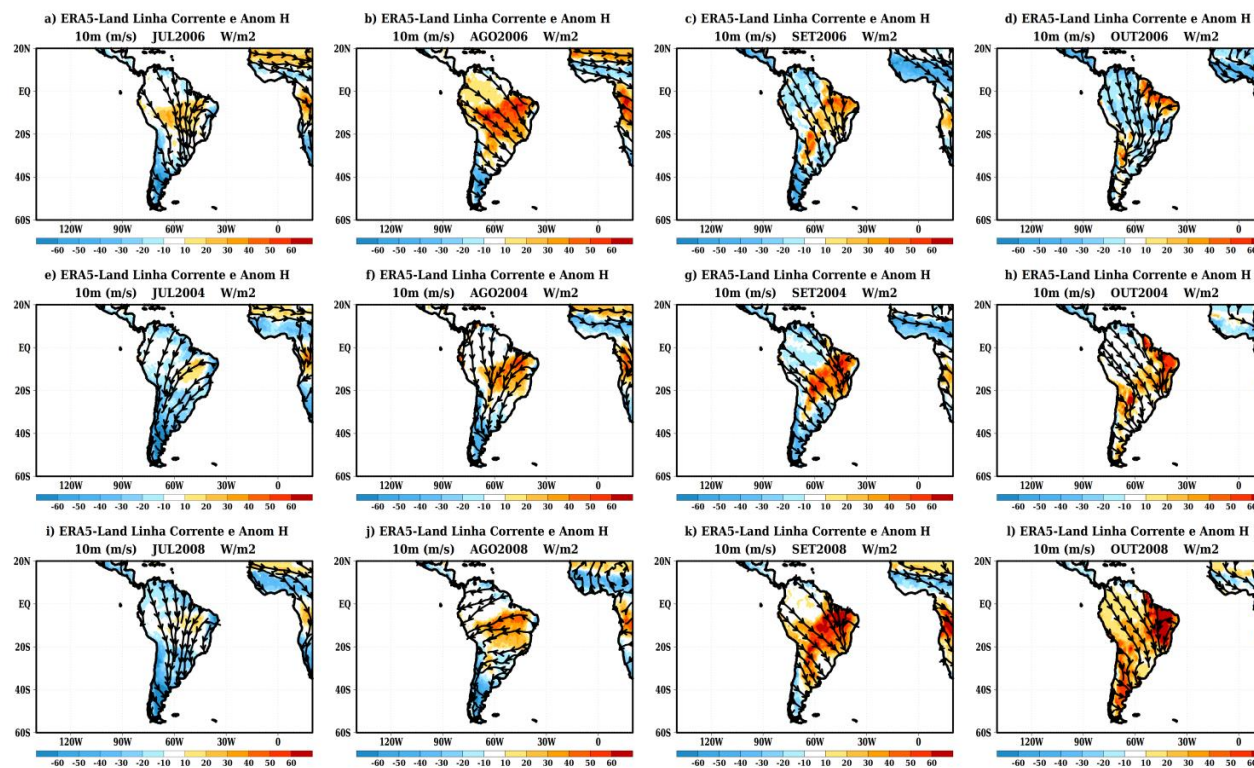


A anomalia do conteúdo de água no solo foi obtida a partir dos dados do ERA5, para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) do conteúdo de água no solo.

Fonte: Produção da autora.

No mês de início da estação chuvosa do ano adiantado (outubro) foram observadas anomalias negativas de fluxo de calor sensível (H) entre o noroeste da AS e a região Sudeste do Brasil (Figura 4.21 d). Nos anos neutro e atrasado, foram observadas anomalias positivas de fluxo de calor sensível de agosto a outubro concentradas na parte central da AS e em seguida estendendo sobre o continente, principalmente em outubro do ano atrasado (Figura 4.21 l). Esta anomalia positiva do fluxo de calor sensível é contribui para a instabilização da atmosfera em baixos níveis segundo Silva (2012) e Garcia (2010). Isto porque, aumento de H ao estar associado ao aquecimento da atmosfera, promove a redução de pressão e conseqüentemente, a convergência em baixos níveis. A partir da convergência de massa, é possível a formação de nuvens e então, a ocorrência de precipitação, característica do início da estação chuvosa. De novembro a janeiro, anomalias positivas de H são observadas na AS, principalmente, entre a faixa oeste, o sul e o norte da AS nos anos adiantado e neutro (Figura 4.22 a, b, c, e, f, g), acompanhando o padrão de anomalia positiva de temperatura (Figura 4.18). No ano atrasado, anomalias negativas de H foram observadas na parte central da AS de dezembro a janeiro. Esta redução de H é observada nos anos adiantado e neutro do início da estação chuvosa, apenas em fevereiro.

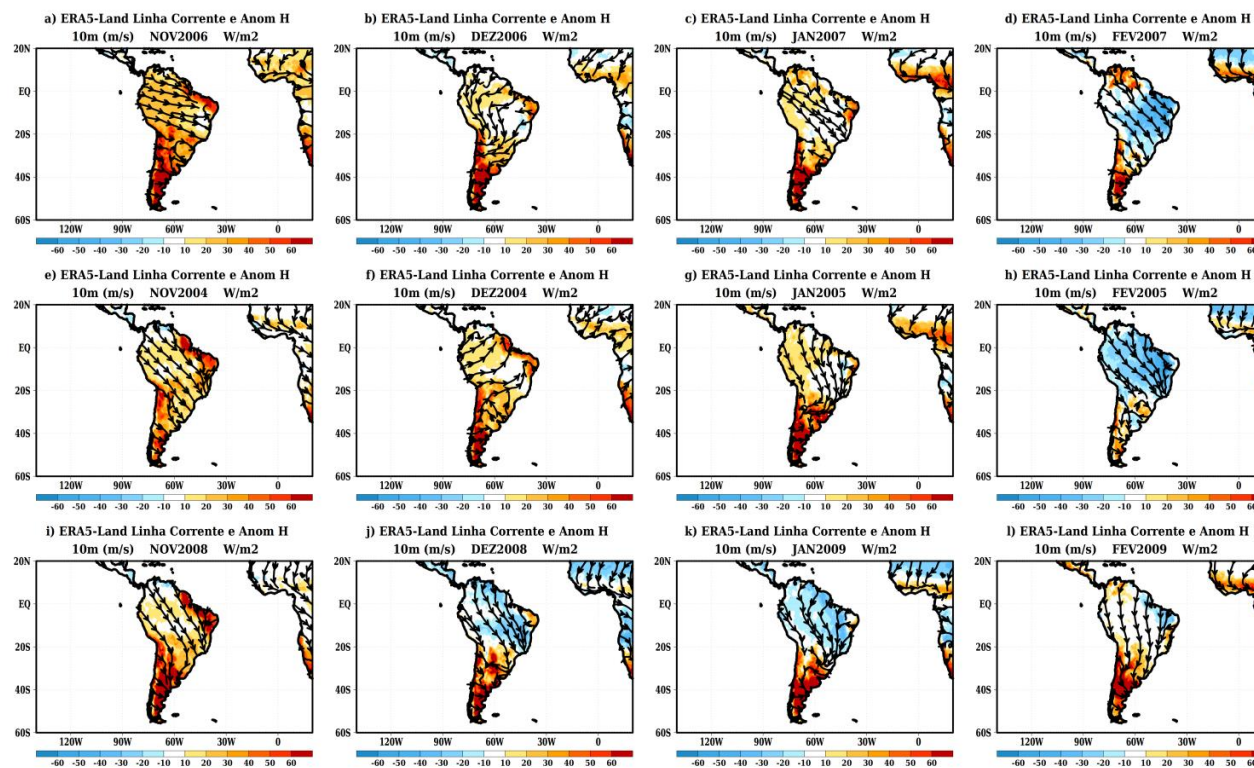
Figura 4.21 - Anomalia do fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.



A anomalia do fluxo de calor sensível foi obtida a partir dos dados do ERA5-Land, para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) do fluxo de calor sensível.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.22 – Anomalia do fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de novembro a fevereiro.

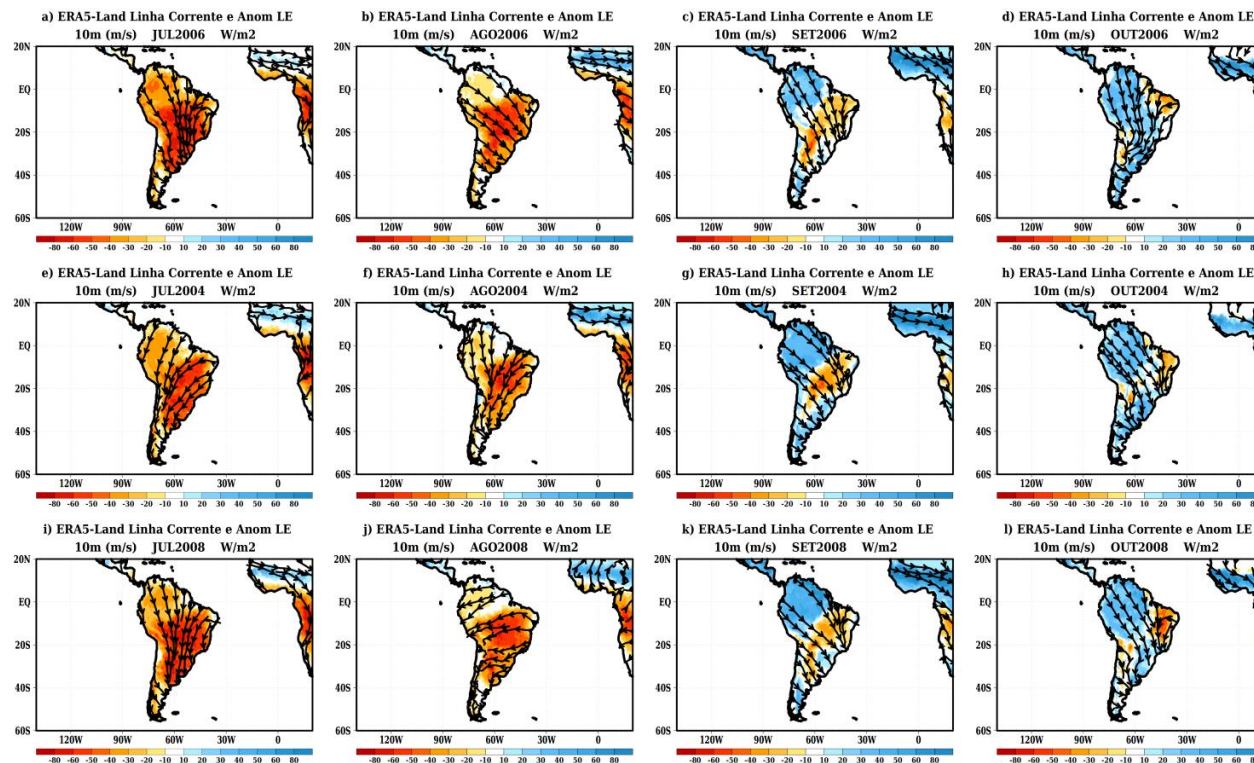


A anomalia do fluxo de calor sensível foi obtida a partir dos dados do ERA5-Land, para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) do fluxo de calor sensível.

Fonte: Produção da autora.

O fluxo de calor latente (LE) apresentou um padrão similar de anomalias nos três anos, sendo que de julho a agosto anomalias negativas de LE foram observadas em toda a AS com magnitudes de até 80 W.m^{-2} espacialmente concentradas na região central e sudeste da AS (Figura 4.23 a, b, e, f, i, j). Em setembro anomalias negativas de LE são observadas em uma faixa que se estende do nordeste ao sudoeste da AS, enquanto anomalias positivas aparecem nas demais áreas do continente (Figura 4.23 c, g, k). A partir de outubro as anomalias positivas se estendem do noroeste ao sudeste da AS (Figura 4.23 d, h, l; Figura 4.24). Ressalta-se que anomalias positivas mais intensas e cobrindo uma área maior, foram observadas no ano neutro. A partir da análise do fluxo de calor latente, foi possível observar que de julho a setembro os anos adiantado e neutro apresentam anomalias negativas de LE superiores em relação ao ano atrasado. Isso indica que a superfície está mais seca no ano adiantado e neutro e assim facilita o aquecimento da baixa troposfera gerando maior instabilidade, facilitando a convecção e logo, promovendo a precipitação. A partir de setembro foi verificado que o LE apresenta anomalias negativas menores no ano atrasado em relação aos anos adiantado e neutro. Isto significa que há menor suporte de umidade da superfície para a manutenção da convecção associada ao início da estação chuvosa. Isto porque, segundo Silva (2012), o fluxo de calor latente torna-se predominante após o aumento de precipitação e conseqüentemente pelo aumento da umidade do solo, que por sua vez, promove o aumento da evaporação e por isso atua na manutenção da convecção após o início da estação chuvosa.

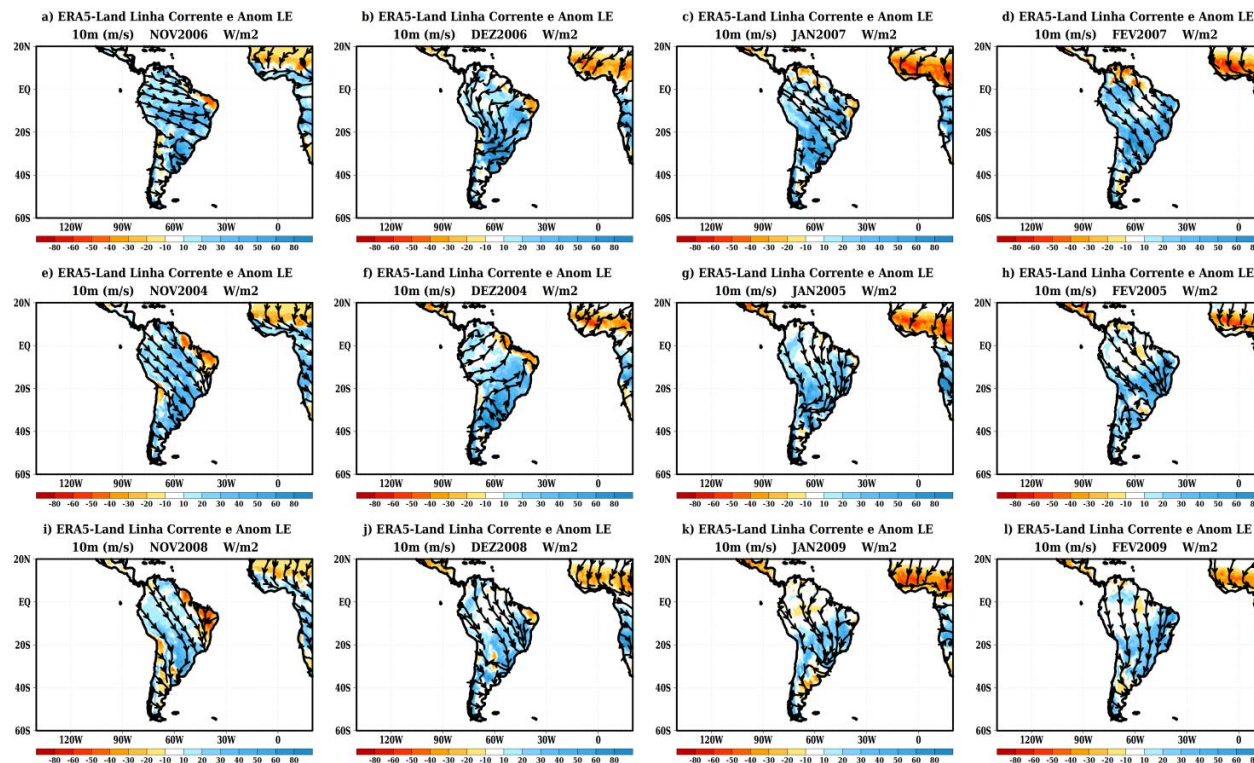
Figura 4.23 - Anomalia do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de julho a outubro.



A anomalia do fluxo de calor latente foi obtida a partir dos dados do ERA5-Land, para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) do fluxo de calor latente.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.24 - Anomalia do fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) e linhas de corrente do vento a 10 metros ($m.s^{-1}$) para os meses de novembro a fevereiro.

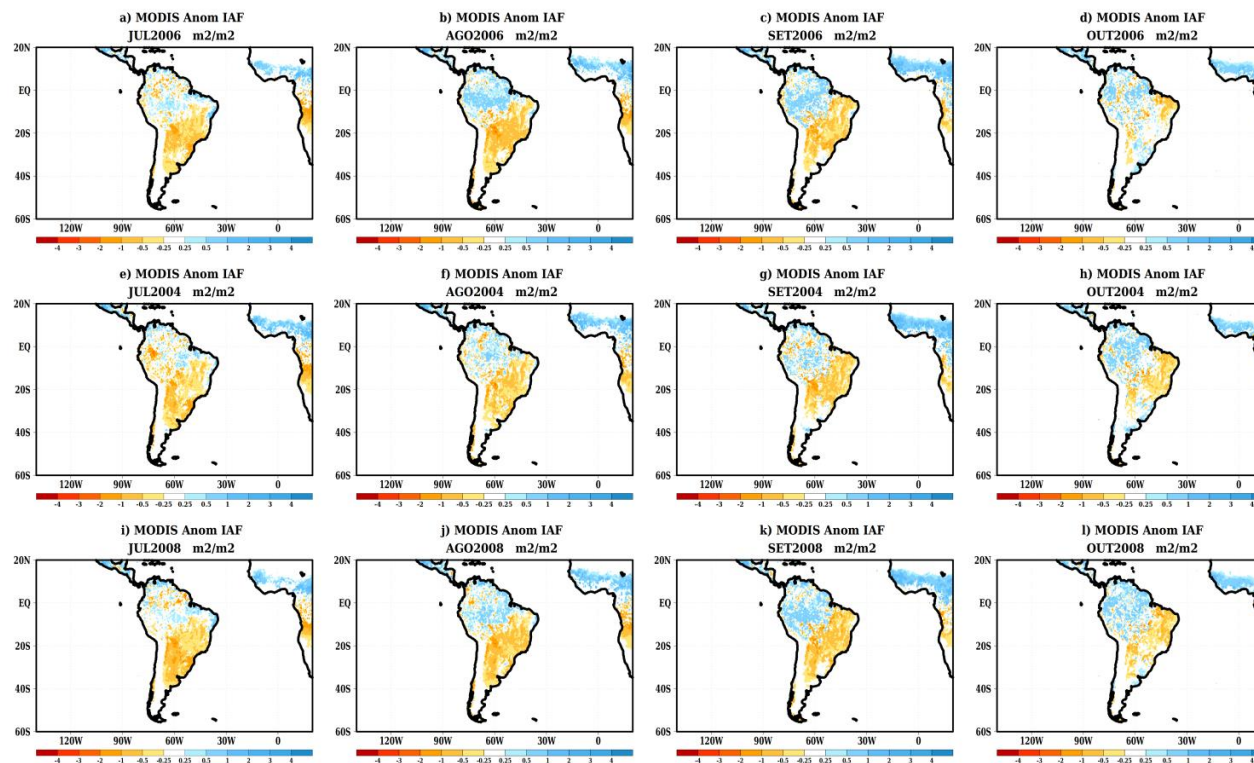


A anomalia do fluxo de calor latente foi obtida a partir dos dados do ERA5-Land, para as médias anuais do período de 1981 a 2010. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) do fluxo de calor latente.

Fonte: Produção da autora.

O Índice de Área Foliar (IAF) refere-se à quantidade de folhas por metro quadrado de solo, sendo que a precipitação é um dos principais fatores contribuintes junto com a radiação para o desenvolvimento vegetal. Desta forma, nas Figuras 2.25 e 2.26, é possível notar que anomalias negativas de IAF são predominantes em toda a área central e leste da AS, característico da redução de precipitação na estação seca (julho, agosto, setembro) enquanto anomalias positivas são observadas no noroeste da AS. A partir de outubro, anomalias positivas de IAF começam a substituir as negativas na área central e leste da AS, principalmente no ano adiantado. De novembro a fevereiro, as anomalias positivas de IAF se intensificam na área mencionada, principalmente no Sudeste da AS do ano adiantado (Figura 2.26), enquanto anomalias negativas de IAF aumentam no extremo norte da AS, principalmente no ano adiantado, em função da redução da precipitação (Figura 2.26). Portanto, a análise do IAF permitiu observar que o ano atrasado apresentou valores inferiores de IAF em relação ao ano adiantado, isto significa, que houve redução da área de transpiração das plantas no ano atrasado, tal redução afeta o fluxo de calor latente da superfície, e conseqüentemente, reduz a quantidade de umidade disponível na atmosfera para a manutenção da convecção.

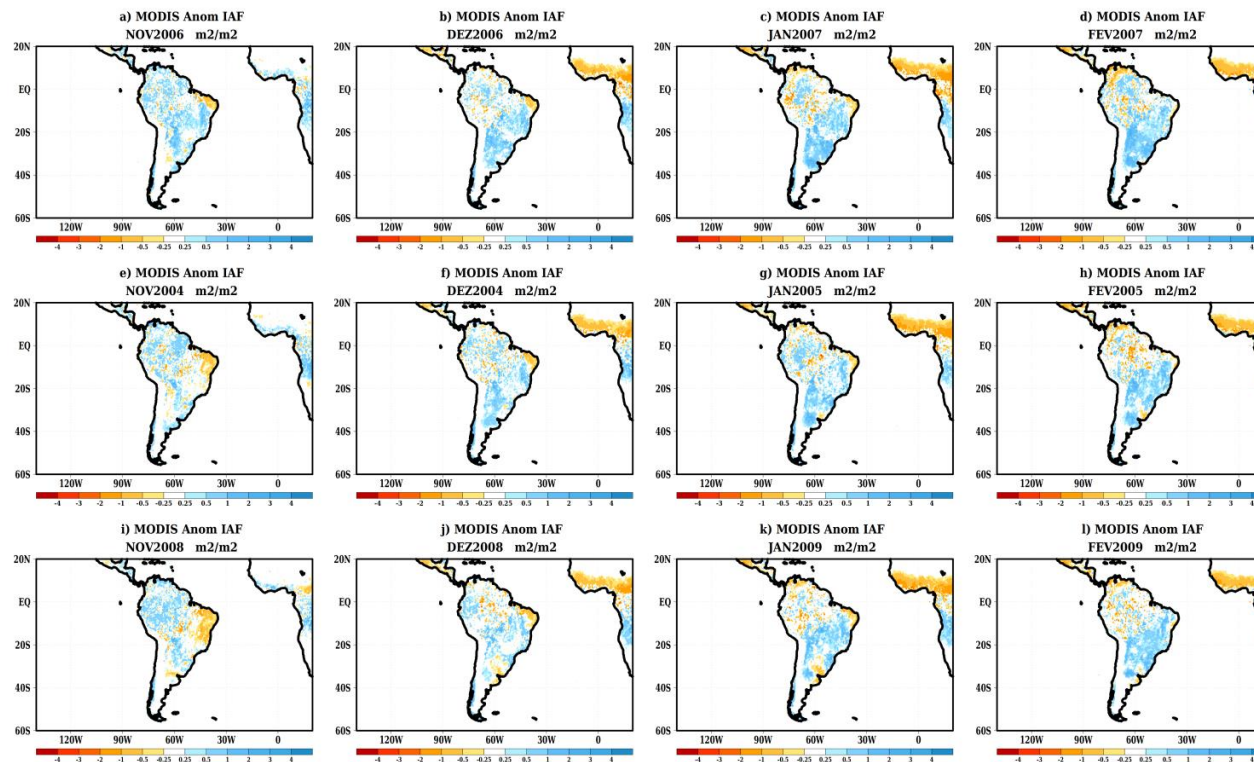
Figura 4.25 - Anomalia do índice de área foliar ($m^2 \cdot m^{-2}$) para os meses de julho a outubro.



A anomalia do IAF foi obtida a partir dos dados do MODIS, para as médias anuais do período de 2000 a 2016. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) do IAF.

Fonte: Produção da autora.

Figura 4.26 - Anomalia do índice de área foliar ($m^2 \cdot m^{-2}$) para os meses de novembro a fevereiro.



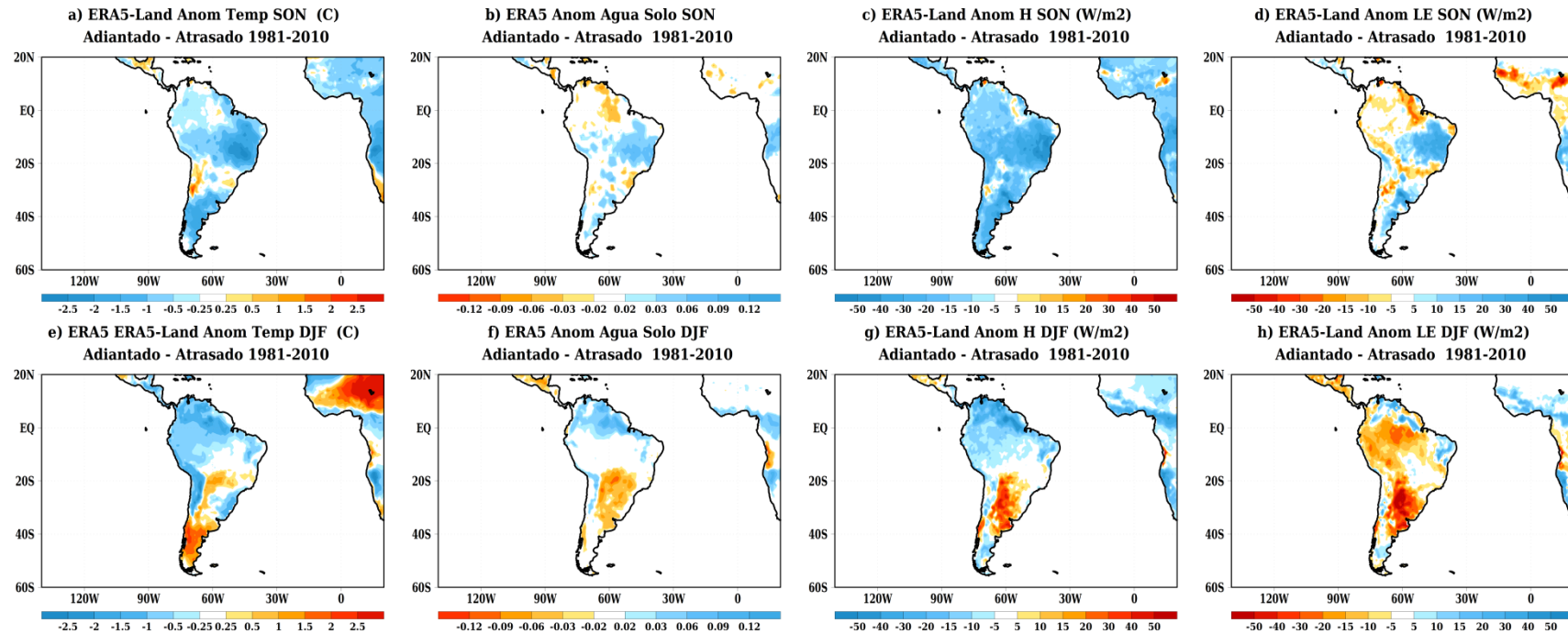
A anomalia do IAF foi obtida a partir dos dados do MODIS, para as médias anuais do período de 2000 a 2016. Os campos (a), (b), (c) e (d) são referentes ao ano adiantado (2006), os (e), (f), (g) e (h) ao ano neutro (2004) e os (i), (j), (k) e (l) ao ano atrasado (2008). Anomalias positivas (negativas) representam aumento (redução) do IAF.

Fonte: Produção da autora.

Na Figura 4.27 estão apresentadas, resumidamente, as diferenças das anomalias de temperatura a 2 m (Figura 4.27 a, e), do conteúdo de água no solo (Figura 4.27 b, f), do fluxo de calor sensível (Figura 4.27 c, g) e do fluxo de calor latente (Figura 4.27 d, h) entre os anos adiantado e atrasado para os trimestres SON e DJF. Em SON, nota-se que no ano adiantado as anomalias de temperatura foram até 2,5°C menores em relação ao ano atrasado, principalmente, na parte centro-leste e sul da AS (Figura 4.27 a). O padrão espacial da diferença das anomalias dos anos adiantado e atrasado observado para a temperatura a 2m em SON é similar às anomalias observadas para o fluxo de calor sensível, isto é, anomalias negativas de H atingem valores de até 50 W.m⁻² na parte centro-leste e sul da AS em ano de adiantamento (Figura 4.27 c). Em relação ao conteúdo de água no solo em SON, diferenças positivas foram observadas, indicando que o conteúdo de água entre as regiões Nordeste e Centro-Oeste do Brasil é maior no ano adiantado em relação ao ano atrasado, enquanto no noroeste da AS anomalias negativas de água no solo indicam mais umidade no ano atrasado em relação ao adiantado (Figura 4.27 b). São observadas diferenças positivas de LE, indicando aumento do fluxo no ano adiantado observado nas regiões Nordeste e Centro-Oeste do Brasil em SON (Figura 4.27 d). A configuração destas variáveis de superfície analisadas acima é coerente com anomalias positivas de precipitação no centro-leste da AS do ano adiantado (Figura 4.12).

Para o trimestre de DJF, a diferença entre os anos adiantado e atrasado da anomalia de temperatura a 2 m, mostra que a temperatura no ano atrasado foi de até 2,5°C maior em relação ao ano adiantado, principalmente na região norte da AS (Figura 4.27 e). Nesta área, no ano atrasado, foi observado o aumento do fluxo de calor sensível (Figura 4.27 g), o aumento do conteúdo de água no solo (Figura 4.27 f) e o aumento do fluxo de calor latente (Figura 4.27 h) em relação ao ano adiantado. Este aumento é característico da estação chuvosa, na qual além de mais precipitação, mais energia está disponível na superfície para as partições nos fluxos de energia.

Figura 4.27 - Diferença entre os anos adiantado e atrasado para as anomalias de temperatura a 2m (°C), de conteúdo de água no solo, de fluxo de calor sensível ($W.m^{-2}$) e de fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$) para os trimestres de SON e DJF.

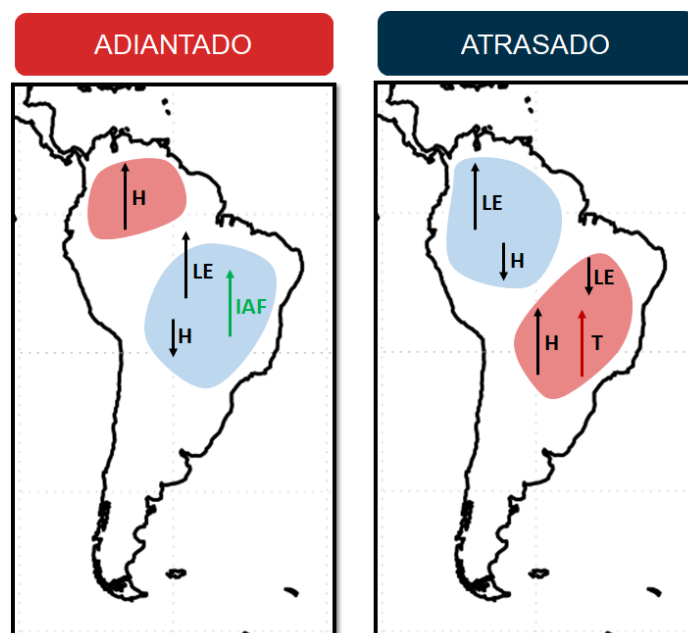


As anomalias da temperatura a 2m e dos fluxos de calor latente e sensível foram obtidas a partir dos dados do ERA5-Land, e as anomalias do conteúdo de água no solo dos dados do ERA5, para as médias anuais do período de 1981 a 2010.

Fonte: Produção da autora.

As diferenças observadas entre os anos adiantado e atrasado nas variáveis de superfície estão resumidas no esquema da Figura 4.28, onde as áreas em vermelho (azul) representam a redução (aumento) do conteúdo de água no solo e as setas para cima (baixo) indicam aumento (redução) dos fluxos de calor latente e sensível, do IAF e da temperatura para cada respectiva área.

Figura 4.28 - Esquema padrões de superfície dos anos adiantado e atrasado do início da estação chuvosa.



Fonte: Produção da autora.

4.2.2.1 Análise do balanço de água

Com o objetivo de investigar os padrões de superfície associados aos anos de início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado, o balanço de água foi avaliado na área que segundo Wang et al. (2011) está dentro do domínio de precipitação de monção, entre 10-20°S e 50-60°W. De forma completa, as componentes do ciclo hidrológico de uma região continental são: a precipitação; a evaporação ou evapotranspiração; a drenagem para os rios, pelo escoamento superficial e profundo; a convergência de umidade na atmosfera; e as variações na quantidade de água armazenada na atmosfera, nos solos e em reservatórios subterrâneos. No entanto, de forma simplificada podemos avaliar apenas as contribuições das componentes atmosféricas do

ciclo hidrológico. Isto também porque as variações mensais do conteúdo de água no solo são menores em comparação às variações do conteúdo de água na atmosfera. Para isso, de acordo com o estudo de Correia et al. (2007), foram consideradas as seguintes componentes do ciclo hidrológico: a precipitação, a evapotranspiração, a drenagem para os rios pelo escoamento superficial, e a advecção de umidade na atmosfera devido ao transporte de vapor de água de (ou para) outras regiões. Portanto, o balanço de água foi obtido a partir da Equação 4.1.

$$\text{Balanço Água} = (\text{Advecção}) + (\text{Precipitação} - \text{Evapotranspiração} + \text{Runoff}) \quad (4.1)$$

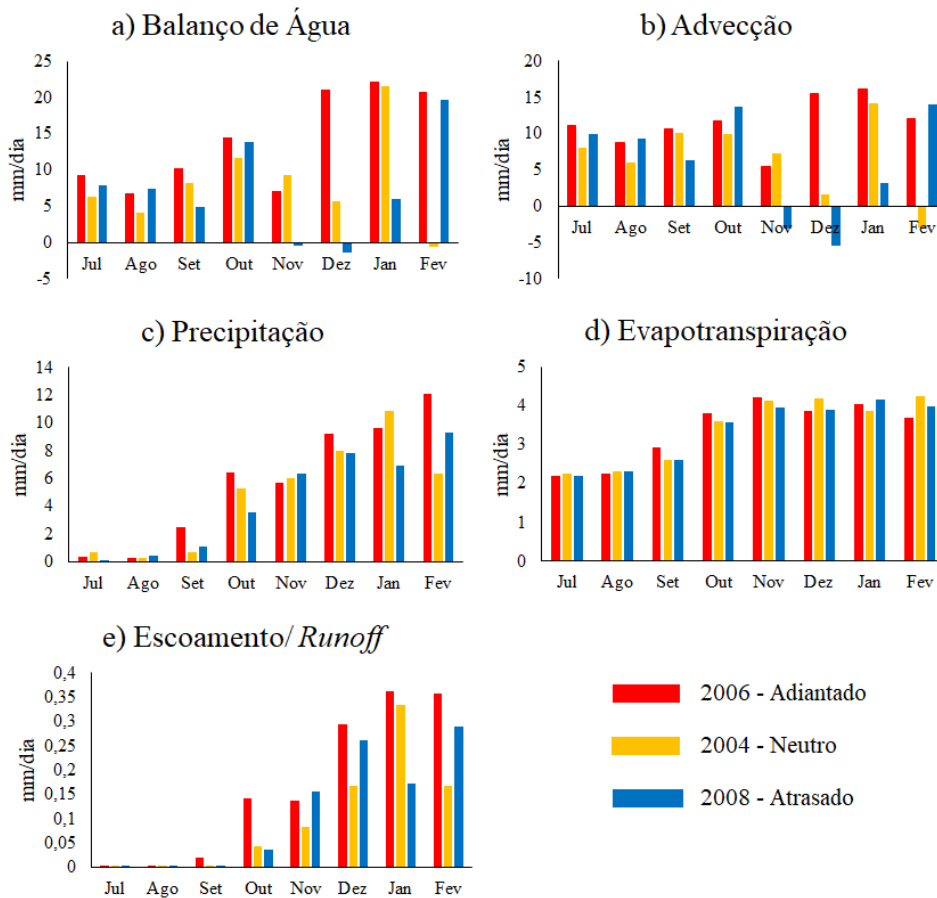
A partir da análise do balanço de água obtido para a área do núcleo da monção entre 10-20°S e 50-60°W (Figura 4.29 a), foi possível observar que de julho a outubro os três anos de início da estação chuvosa apresentaram saldos na mesma ordem de mm.dia^{-1} . No entanto, o balanço de água no ano adiantado manteve-se superior em relação aos anos neutro e atrasado, com exceção do mês de agosto. Em novembro, o balanço reduziu em relação a outubro, principalmente no ano atrasado, tornando-se negativo. De dezembro a fevereiro o balanço de água do ano adiantado mantém-se entre 20 e 25 mm.dia^{-1} , enquanto no ano neutro sofre uma variação de 5 a 20 mm.dia^{-1} de dezembro a janeiro, tornando-se negativo em fevereiro. Por fim para o ano atrasado, o balanço negativo em dezembro torna-se positivo (5 mm.dia^{-1}) em janeiro, e em fevereiro atinge os 20 mm.dia^{-1} .

A investigação de cada componente do balanço de água permitiu verificar as contribuições para o padrão do balanço de água. O padrão da advecção de umidade (Figura 4.29 b) é semelhante ao padrão observado no balanço de água (Figura 4.29 a), isto é, as diferenças observadas entre os anos devido às outras componentes atuaram secundariamente na determinação do balanço de água, sendo a advecção de umidade a componente mais importante.

Na análise da componente da precipitação (Figura 4.29 c), observam-se entre os meses de julho e setembro, baixos índices pluviométricos característicos da estação seca. Ressalta-se que em setembro do ano adiantado, a precipitação

atinge 3 mm.dia^{-1} , sugerindo que tal condição maior de umidade, associada com a passagem de sistemas frontais, favoreceu o adiantamento do início da estação chuvosa (RAIA; CAVALCANTI, 2008). De outubro a fevereiro, a precipitação aumenta nos três anos, sendo que a precipitação no ano adiantado é superior em relação ao ano atrasado. Na evapotranspiração (Figura 4.29 d) observa-se que as diferenças entre os anos são mais sutis, e que o aumento da evapotranspiração a partir de outubro ocorre devido ao aumento da precipitação na estação chuvosa. O escoamento superficial (Figura 4.29 e) depende do aumento da precipitação, sendo observado a partir de setembro do ano adiantado e a partir de outubro nos anos neutro e atrasado, sendo que o escoamento no ano adiantado é maior em comparação aos demais anos.

Figura 4.29 - Componentes do balanço de água (mm.dia^{-1}) calculado na área entre 10-20°S e 50-60°W.



Os dados utilizados para obtenção das componentes do balanço de água foram provenientes do ERA5.

Fonte: Produção da autora.

5 ALTERAÇÕES NOS PROCESSOS DE SUPERFÍCIE DEVIDO À MUDANÇA NA COBERTURA VEGETAL

Os experimentos feitos com o modelo IBIS-OFFLINE objetivaram identificar as alterações nos processos de superfície devido à mudança da cobertura vegetal em anos caracterizados pelo adiantamento, atraso e normalidade do início da estação chuvosa. Para isso, foram realizados experimentos utilizando o modelo de superfície IBIS-OFFLINE com o mapa de vegetação original e com o mapa de vegetação atualizado (degradado), cujas informações estão detalhadas nas Seções 3.5.1 e 3.5.2.1.

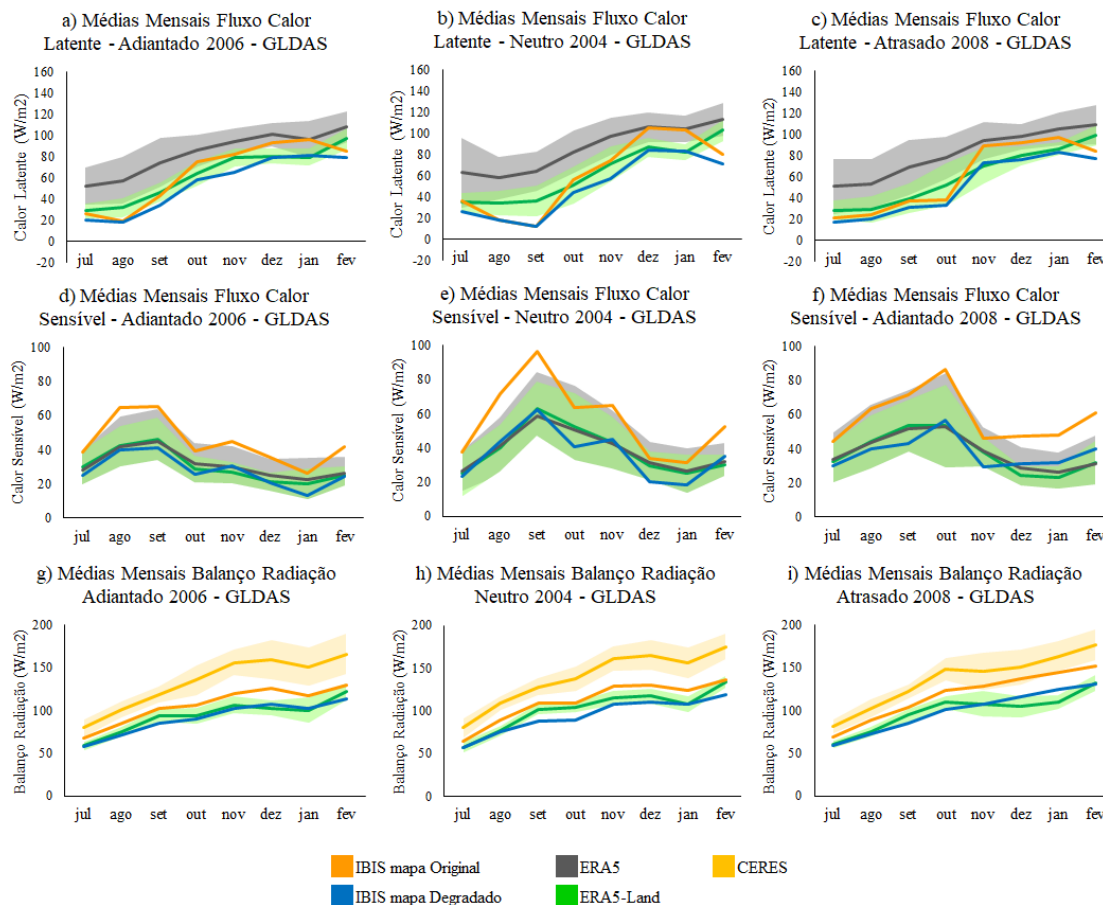
5.1 Análise estatística dos experimentos com IBIS-OFFLINE

Com o objetivo de verificar a destreza do modelo IBIS em capturar e representar o padrão das variáveis de superfície afetadas por cada uma das condições iniciais dos anos selecionados com início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado foram obtidas as séries temporais das seguintes variáveis: fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e balanço de radiação. As médias foram calculadas para a área entre 15-25°S e 40-50°W, por representar a área em que foram identificadas as maiores alterações no mapa de vegetação (comparação do mapa original com o mapa atualizado). Com as séries temporais obtidas para os experimentos IBIS-OFFLINE com mapa de vegetação atualizado (degradado) e com mapa original, foi possível comparar com as séries temporais dos dados provenientes do ERA5, ERA5-Land e do CERES (apenas para o balanço de radiação) e seus respectivos desvios padrão.

Na Figura 5.1, verifica-se a redução dos fluxos de calor sensível e latente, e do balanço de radiação do experimento com mapa de vegetação atualizado (degradado) em relação ao experimento com mapa original. Para o LE, as diferenças das séries foram maiores a partir de outubro. Para o H, as diferenças foram maiores entre julho e outubro. Para o balanço de radiação, as diferenças mantiveram-se praticamente constantes.

As séries de LE dos experimentos com mapa atualizado (degradado) e mapa original, mantiveram-se dentro do desvio padrão da série com dados do ERA5-Land, sendo que a série do mapa original se aproximou mais vezes do desvio padrão da série com dados do ERA5 (Figura 5.1 a, b, c). Para a série de H do experimento com mapa original, alguns meses ultrapassaram o desvio padrão das séries com dados ERA5 e ERA-Land, principalmente de julho a setembro do ano neutro e de dezembro a fevereiro do ano atrasado. No entanto, a série de H do experimento com mapa atualizado (degradado), manteve-se mais próxima dos desvios padrão das séries temporais com dados do ERA5 e do ERA-Land (Figura 5.1 d, e, f). Por fim, para o balanço de radiação, observa-se que a série do experimento com mapa atualizado (degradado) manteve-se dentro do desvio padrão da série com dados do ERA5-Land, mas a série do balanço de radiação do experimento com mapa original se aproximou mais da série com dados do CERES, principalmente no ano atrasado (Figura 5.1 g, h, i).

Figura 5.1 - Séries temporais obtidas pela média na área 15-25°S e 40-50°W do fluxo de calor latente (a, b, c), do fluxo de calor sensível (d, e, f) e do balanço de radiação (g, h, i) para os experimentos com mapa original e com mapa atualizado (degradado) e para os dados do ERA5, ERA-Land e CERES.



As áreas sombreadas representam o desvio padrão de cada respectivo dado de acordo com a cor da legenda.

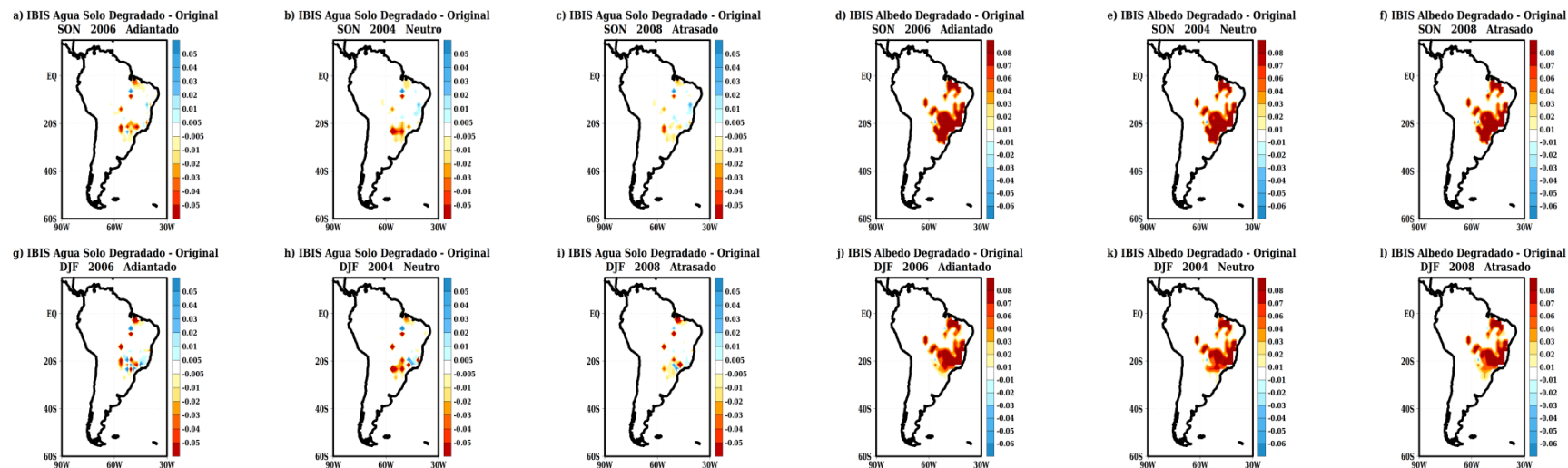
Fonte: Produção da autora.

Portanto, a partir da análise estatística, verificou-se que a atualização (degradação) do mapa de vegetação promoveu a redução do balanço de radiação e dos fluxos de calor sensível e latente. Além disso, as séries do balanço de radiação e dos fluxos de calor latente e sensível referente ao experimento IBIS com mapa atualizado (degradado), mantiveram-se dentro do desvio padrão das séries do ERA5-Land. Isto significa que a atualização do mapa de vegetação resultou na aproximação da simulação do IBIS-OFFLINE com os dados de reanálise do ERA5-Land, corroborando para a utilização destes dados para a análise dos processos de superfície na Seção 4.2.

5.2 Influência da cobertura vegetal nos processos de superfície

A Figura 5.2 mostra as diferenças médias dos trimestres SON e DJF para o conteúdo de água no solo (Figura 5.2 a, b, c, g, h, i) e para o albedo (Figura 5.2 d, e, f, j, k, l) entre os experimentos com mapa de vegetação atualizado (degradado) e com mapa original para cada condição inicial de início da estação chuvosa. Observaram-se diferenças negativas de água no solo entre as regiões Sudeste, Centro-Oeste e Nordeste do Brasil nos dois trimestres (Figura 5.2 a, b, c, g, h, i). Este resultado significa que a degradação da vegetação promove na média uma redução do conteúdo de água no solo em função de uma maior infiltração de água para as camadas mais profundas do solo. As diferenças no conteúdo de água no solo foram mais pontuais porque a forçante de precipitação da condição inicial depende apenas do ano caracterizado pelo início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado. Além disso, a interação da superfície com a atmosfera, como o *feedback* de redução da água no solo e conseqüentemente redução de umidade na atmosfera, não está sendo considerada nos experimentos *offline*, reduzindo assim o sinal de redução do conteúdo de água no solo. Para o albedo, foram observadas diferenças positivas entre as regiões Sul, Sudeste, Nordeste e Centro-Oeste do Brasil, principalmente em SON (Figura 5.2 d, e, f). As diferenças positivas significam que a degradação da vegetação resultou no aumento de até 8% do albedo, ou seja, mais radiação de onda curta é refletida pela superfície.

Figura 5.2 - Diferença do conteúdo de água no solo (a, b, c, g, h, i) e do albedo (d, e, f, j, k, l) entre os experimentos com mapa de vegetação degradado e com mapa de vegetação original para os trimestres SON e DJF.



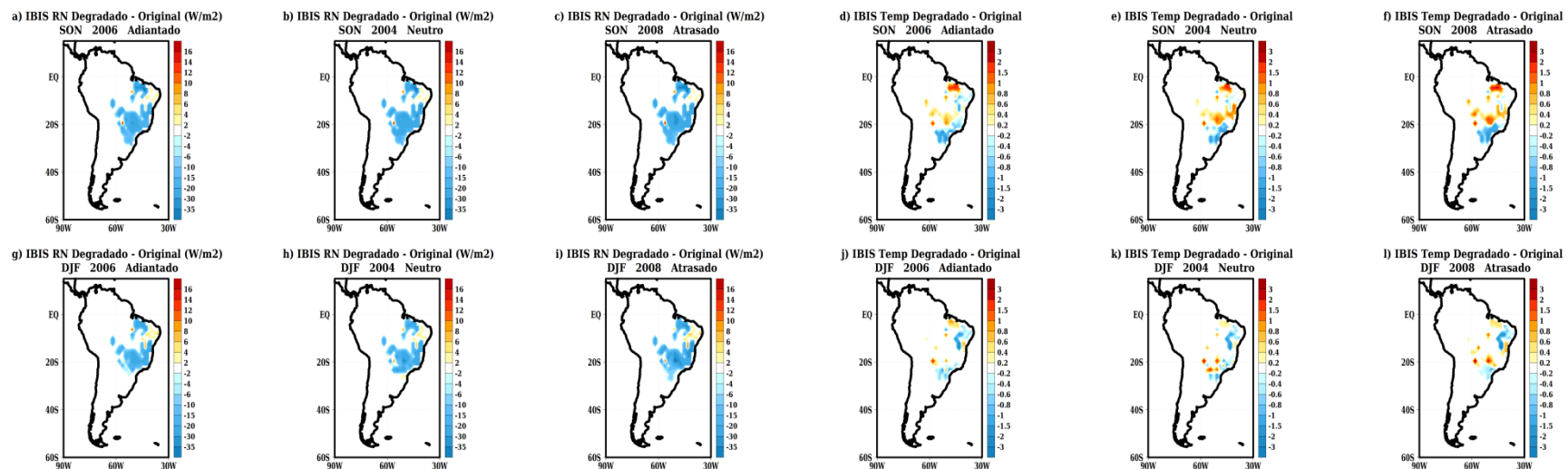
Fonte: Produção da autora.

Para a avaliação da diferença do balanço de radiação, ressalta-se que as componentes incidentes de onda curta e onda longa são prescritas, e por isso as componentes alteradas pela degradação da vegetação foram a onda curta refletida pela superfície devido ao aumento do albedo e a onda longa emitida pela superfície. Então, na Figura 5.3, tanto em SON quanto em DJF, são observadas diferenças negativas do balanço de radiação (Figura 4.32 a, b, c, g, h, i) na mesma área em que foi observado o aumento do albedo entre as regiões Sul, Sudeste, Nordeste e Centro-Oeste do Brasil. Isto é, a atualização (degradação) do mapa promoveu a redução do balanço de ondas curta e longa na superfície.

Nas diferenças da temperatura de emissão de onda longa (Figura 5.3 d, e, f, j, k, l), em que a temperatura foi calculada usando a equação de Stefan-Boltzman de um corpo negro, foram observadas diferenças negativas na região Sudeste e parte do centro-oeste para o caso atrasado, e para os casos adiantado e neutro, as diferenças negativas se concentram na faixa litorânea das regiões Sudeste e Nordeste do Brasil e entre as regiões Sul e o sul do Sudeste, enquanto diferenças positivas são observadas entre o centro-norte da região Sudeste e as regiões Centro-Oeste e Nordeste, principalmente em SON. As diferenças negativas significam que a degradação da vegetação da Mata Atlântica para pastagem resultou na redução da temperatura (redução da radiação de onda longa), sendo um efeito tanto da redução do aquecimento da superfície (aumento da radiação de onda curta refletida) como da redução da rugosidade da superfície. Isto porque a degradação da vegetação do tipo floresta para pastagem (vegetação mais baixa) gera menor atrito entre o escoamento e a superfície reduzindo a turbulência. Já as diferenças positivas, significam que o aumento de temperatura para SON e DJF verificado (Figura 5.3 d, e, f, j, k, l) principalmente na região Centro-Oeste do Brasil está relacionada com a mudança da classe de vegetação do tipo Cerrado para pastagem. Estas classes têm características semelhantes e por isso a rugosidade da superfície não foi tão afetada em comparação à alteração da Mata Atlântica para pastagem. Neste caso, a tendência de redução de umidade

do solo (Figura 5.2) foi importante para o aumento da temperatura, uma vez que em solos mais secos, a quantidade de energia necessária para alterar a temperatura da superfície (capacidade térmica) é menor e, portanto, mesmo com redução no saldo de radiação, a temperatura aumenta. Ressalta-se também que a temperatura de emissão de onda longa simulada no IBIS depende da temperatura do solo, que por sua vez, depende da umidade do solo, e uma característica importante da umidade do solo é a “memória”, ou seja, a perda de energia é gradual e lenta em comparação a umidade da atmosfera, por exemplo.

Figura 5.3 - Diferença do balanço de radiação (a, b, c, g, h, i) e da temperatura de emissão de onda longa (d, e, f, j, k, l) entre os experimentos com mapa de vegetação degradado e com mapa de vegetação original para os trimestres SON e DJF.

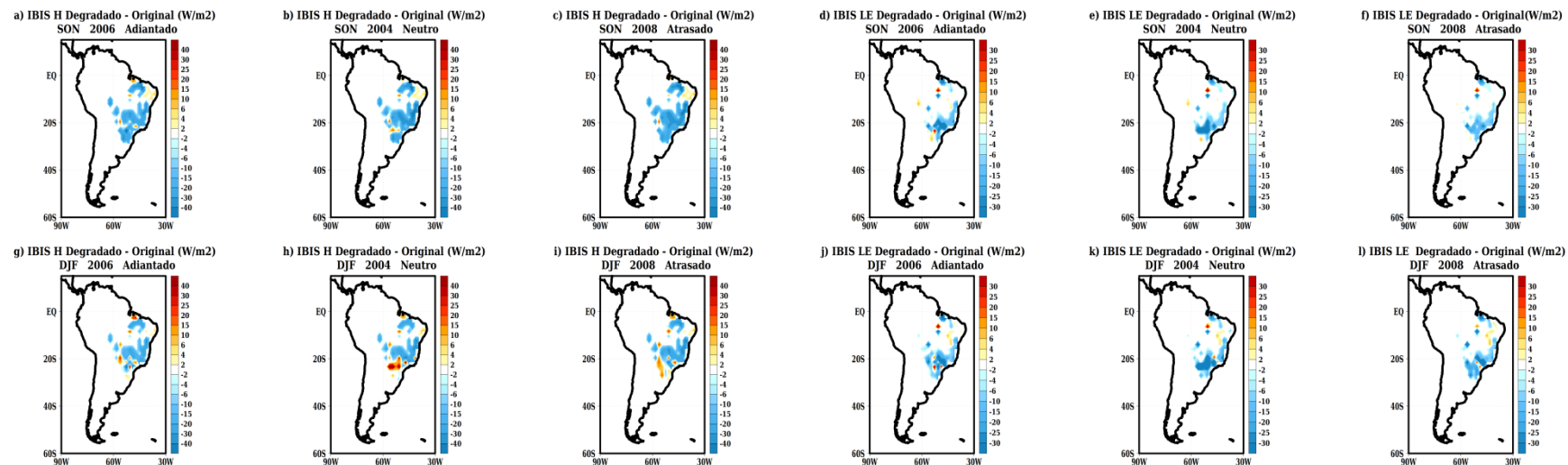


Fonte: Produção da autora.

Diferenças negativas de até 40 W.m^{-2} do fluxo de calor sensível foram identificadas nas regiões Sul, Sudeste, Nordeste e Centro-Oeste do Brasil, principalmente em SON, que por ser uma estação de transição, a contribuição dos processos de superfície é importante para modular o tempo e o clima (Figura 5.4 a, b, c). Ressalta-se que as áreas em que a degradação da vegetação promoveu a redução do H, são equivalentes às áreas em que foram observadas a redução do balanço de radiação e o aumento do albedo. Isto significa que devido à redução da energia disponível na superfície (aumento do albedo), menor é o saldo de radiação disponível para o particionamento de H e LE.

Além disso, anomalias negativas de até 30 W.m^{-2} do fluxo de calor latente foram observadas principalmente entre o Sudeste, o leste do Centro-Oeste e sul do Nordeste brasileiro tanto em SON quanto em DJF (Figura 5.4 d, e, f, j, k, l). A redução de LE ocorre devido à redução da energia disponível na superfície (balanço de radiação). Além disso, a redução dos processos de evapotranspiração também contribui para a redução de LE, uma vez que a taxa de transpiração numa dada taxa de fotossíntese para uma vegetação do tipo floresta C3 (Mata Atlântica, por exemplo) é menor em comparação a de uma vegetação do tipo pastagem, C4 (ELTHAIR; BRAS, 1994).

Figura 5.4 - Diferença do fluxo de calor sensível (a, b, c, g, h, i) e do fluxo de calor latente (d, e, f, j, k, l) entre os experimentos com mapa de vegetação degradado e com mapa de vegetação original para os trimestres SON e DJF.

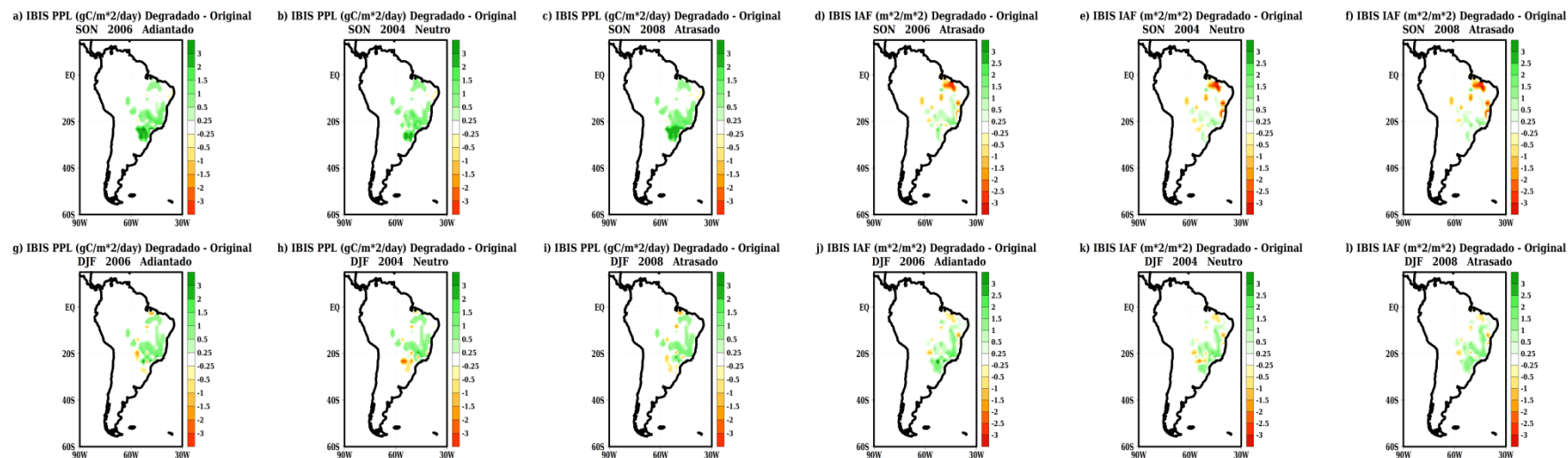


Fonte: Produção da autora.

Diferenças positivas de até $3 \text{ gC.m}^{-2}.\text{day}^{-1}$ da Produtividade Primária Líquida (PPL) foram observadas entre as regiões Sudeste, Nordeste, Centro-Oeste e principalmente na região Sul do Brasil em SON (Figura 5.5 a, b, c). As diferenças positivas significam que o modelo de superfície simula que em uma cobertura vegetal baixa, do tipo pastagem, mais carbono será assimilado em função do crescimento vegetal, principalmente na área em que a Mata Atlântica foi substituída por pastagem. Isto porque em uma vegetação do tipo floresta, a taxa de fotossíntese está em equilíbrio com a taxa de respiração, uma vez que a vegetação já atingiu seu estágio fenológico maduro. Em uma vegetação baixa do tipo pastagem ou cultivo, a taxa de fotossíntese supera a taxa de respiração, assim, mais carbono é assimilado, ou seja, a vegetação cresce. Estes processos são limitados pela radiação fotossinteticamente ativa (PAR) incidente, pela precipitação, pela temperatura e pela concentração de CO_2 . Assim, observa-se que as reduções no conteúdo de água no solo promoveram a redução da PPL em algumas áreas específicas das regiões Sul, Centro-Oeste e Norte do Brasil em DJF (Figura 5.5 g, h, i).

No Índice de Área Foliar (IAF) estimado pelo IBIS, em SON foram identificadas diferenças negativas de até $3 \text{ m}^2.\text{m}^{-2}$ em alguns pontos das regiões Nordeste e Centro-Oeste, relacionadas à própria estrutura da vegetação, sendo que a Mata Atlântica é mais densa e possui um maior IAF em relação à área de pastagem. No entanto, diferenças positivas nas regiões Sudeste e Sul em SON (Figura 5.5 d, e, f), se espalham para as regiões Nordeste e Centro-Oeste em DJF, quando as diferenças negativas diminuem. Isto significa que o modelo simula o crescimento vegetal, logo o aumento de IAF da vegetação do tipo pastagem.

Figura 5.5 - Diferença da produtividade primária líquida (a, b, c, g, h, i) e do índice de área foliar (d, e, f, j, k, l) entre os experimentos com mapa de vegetação degradado e com mapa de vegetação original para os trimestres SON e DJF.



Fonte: Produção da autora.

Portanto a degradação dos biomas naturais, principalmente da Mata Atlântica e do Cerrado compreendendo as áreas entre o centro-leste da AS, resultou:

- a) no aumento do albedo em até 8%, com mais onda curta refletida pela superfície, tanto o saldo de radiação quanto os fluxos de calor sensível e latente são reduzidos. Estes resultados também foram observados nos trabalhos de Souza (2009) para a desertificação da região do Semi-Árido do Nordeste;
- b) na tendência de redução da umidade do solo;
- c) na redução (aumento) da temperatura de emissão de onda longa entre as regiões Sul e Sudeste (Centro-Oeste e Nordeste), ou seja, áreas em que os biomas da Mata Atlântica (do Cerrado) foram substituídos por pastagem. A redução da temperatura foi resultado tanto do aumento da redução do saldo de energia na superfície quanto da redução da rugosidade da superfície e consequente aumento da circulação. O aumento da temperatura foi resultado tanto da manutenção da rugosidade da superfície, uma vez que as classes Cerrado e pastagem são semelhantes, quanto da tendência de redução da umidade do solo responsável por reduzir a capacidade térmica do solo;
- d) no aumento de IAF e de PPL, uma vez que na classe do tipo pastagem, a qual é uma vegetação baixa, o modelo simula o crescimento vegetal.

5.3 Influência do início da estação chuvosa na definição do balanço de água e energia na superfície

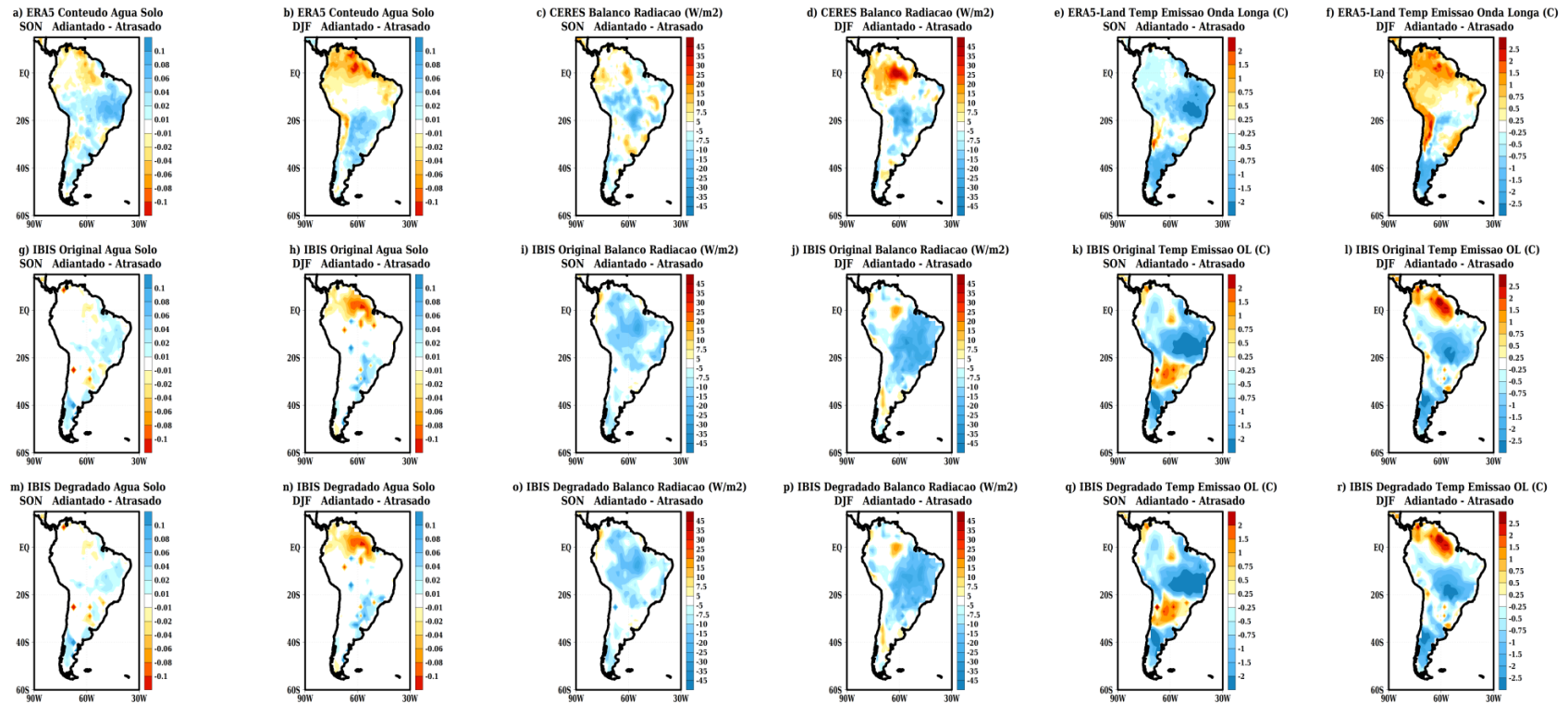
Para verificar como o IBIS simula as forçantes atmosféricas modulando os processos físicos de superfície, em cada um dos anos estudados, foram avaliadas as diferenças entre os anos caracterizados pelo início da estação chuvosa adiantado e atrasado. As variáveis de superfície avaliadas foram: o conteúdo de água no solo, o balanço de radiação, a temperatura de emissão de onda longa, o fluxo de calor sensível, o fluxo de calor latente, e o IAF.

Na Figura 5.6, são observadas diferenças positivas em SON na parte centro-leste da AS tanto no ERA5 quanto nos experimentos com mapa atualizado (degradado) e com mapa original (Figura 5.6 a, g, m), indicando que a umidade no solo é maior no ano adiantado. A redução da magnitude e da sua respectiva área de abrangência entre o ERA5 (vegetação natural, ou seja, sem degradação) e os experimentos com IBIS é explicado pelo desacoplamento com a atmosfera, isto é, os experimentos OFFLINE não simulam o *feedback* superfície-atmosfera. Em DJF, diferenças negativas foram observadas no norte da AS (Figura 5.6 b, h, n), acompanhando a condição inicial prescrita na qual há mais precipitação nesta área no ano atrasado (Figura 4.12). Diferenças positivas em DJF foram identificadas no sudeste da AS, indicando mais água no solo no ano adiantado, também de acordo com a condição inicial prescrita o (Figura 4.12). Além disso, devido à degradação do mapa de vegetação, observou-se redução da umidade do solo, principalmente no centro-leste da AS (Figura 5.6 a, b, c, g, h, i, j), por isso, foram observadas reduções nas diferenças do conteúdo de água no solo entre os anos adiantado e atrasado no experimento IBIS-OFFLINE com mapa degradado (Figura 5.6 g) em relação ao experimento com mapa original (Figura 5.6 m), principalmente em SON e no centro-leste da AS.

Para o balanço de radiação, nos experimentos com IBIS, foram observadas diferenças negativas no noroeste e centro-oeste (centro-leste e NE) da AS em SON (DJF), e maiores quando comparados aos dados do CERES, indicando que o saldo de radiação na superfície é maior no ano atrasado em relação ao ano adiantado, justamente devido ao padrão de precipitação mostrado na Figura 4.12. A redução do balanço de radiação devido à degradação da vegetação que foi verificada na Seção 5.2, também impactou na redução da diferença entre os anos adiantado e atrasado tanto em SON quanto em DJF, principalmente na área centro-leste da AS (Figura 5.6 c, d, i, j, o, p) no experimento com mapa degradado em relação ao experimento com mapa original. O mapa da degradação da vegetação faz a simulação da intensidade do balanço de radiação se aproximar dos dados obtidos pelo CERES (Figura 5.6)

Na temperatura de superfície, a redução de temperatura no ano adiantado (diferenças negativas) em relação ao ano atrasado, foi identificada em SON e em DJF, principalmente no centro-leste e no sul da AS nos experimentos IBIS-OFFLINE (Figura 5.6 k, l, q, r). Em DJF, temperaturas superiores (anomalia positiva) no ano adiantado são observadas no norte da AS, cobrindo uma área menor nos experimentos com IBIS em relação aos dados do ERA5-Land (Figura 5.6 f, l, r). Este resultado está relacionado ao conteúdo de umidade do solo e a precipitação que foi maior nesta área no atrasado (Figura 4.12).

Figura 5.6 - Diferença entre os anos adiantado e atrasado do conteúdo de água no solo (a, b, g, h, m, n), do balanço de radiação (c, d, i, j, o, p) e da temperatura de emissão de onda longa (e, f, k, l, q, r) para os trimestres SON e DJF.



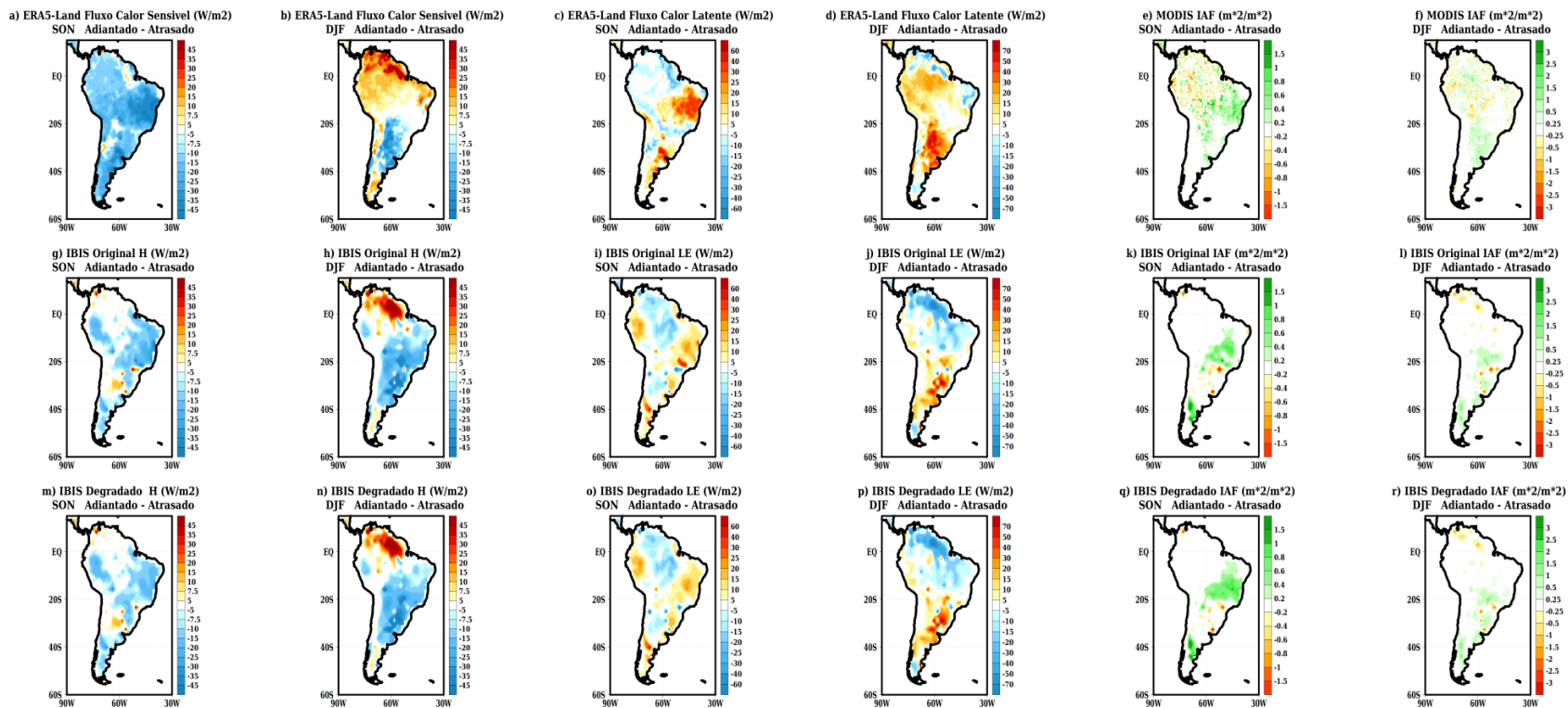
Fonte: Produção da autora.

Na Figura 5.7, observa-se menos fluxo de calor sensível na AS em SON no ano adiantado, principalmente no centro-leste da AS. Já em DJF, observa-se mais (menos) H no norte (centro-leste e sul) da AS no ano adiantado (Figura 5.7 b, h, n). Para o fluxo de calor latente, tanto em SON quanto em DJF, observa-se mais (menos) LE no centro-leste (norte) da AS no ano adiantado (Figura 5.7 c, d, i, j, o, p). A redução de LE é mais intensa em DJF no norte da AS no ano adiantado. Em DJF o fluxo de LE é maior no centro-sul da AS no ano adiantado. Este padrão de diferenças do LE entre os anos adiantado e atrasado é semelhante ao observado para o conteúdo de água no solo (Figura 5.6 a, b, g, h, m, n). Uma vez que a degradação do mapa de vegetação resultou na redução de H e LE (Figura 5.4), a diferença entre os anos adiantado e atrasado diminuíram no experimento com mapa degradado (Figura 5.7 a, b, c, d, g, h, i, j, m, n, o, p), principalmente em SON.

Ao analisar os dados MODIS da diferença entre o ano adiantado e atrasado do IAF, verifica-se que na região Amazônica a diferença do IAF tende a ser negativa, indicando que o ano atrasado tem maior IAF (Figura 5.7 e, f). Este resultado pode ser um indicativo de que a região Amazônica está mais úmida no ano atrasado e mais seca no ano adiantado, como foi verificado na diferença de precipitação (Figura 4.12). No entanto, Huete et al. (2006) verificaram que na Amazônia o IAF proveniente do MODIS aumenta na estação seca em resposta ao aumento da radiação incidente mesmo com uma menor variação no conteúdo de água no solo. Além disso, outro cuidado na avaliação dos dados MODIS envolve a maior incerteza associada às estimativas de IAF nas regiões tropicais (LIU et al., 2018).

Ressalta-se que na região do Sudeste, Centro-Oeste e Nordeste a degradação do mapa de vegetação resultou no aumento do IAF (Figura 5.5 a, b, c, g, h, i) porque o modelo simula o crescimento da vegetação mais baixa (pastagem). A diferença entre os anos adiantado e atrasado aumentou no experimento com mapa de vegetação degradado (Figura 5.7 e, f, k, l, q, r), principalmente em SON.

Figura 5.7 - Diferença entre os anos adiantado e atrasado do fluxo de calor sensível (a, b, g, h, m, n), do fluxo de calor latente (c, d, i, j, o, p) e do índice de área foliar (e, f, k, l, q, r) para os trimestres SON e DJF.



Fonte: Produção da autora.

O objetivo principal dos experimentos com o modelo IBIS-OFFLINE foi verificar como a superfície responde às forçantes de grande escala e às características da vegetação. Os experimentos forneceram resultados interessantes, o que permitiu extrair informações relevantes sobre a interação dos processos físicos entre a superfície e a atmosfera. As características da vegetação modularam a intensidade dos fluxos de superfície, que poderá forçar a atmosfera de forma distinta, quando acoplado a um modelo atmosférico.

Em relação, à influência das forçantes de grande escala do início da estação chuvosa nos processos de superfície, verificou-se que o modelo responde bem às forçantes de grande escala. Assim, de acordo com a condição inicial de precipitação, pressão ao nível médio do mar e vento apresentados na Figura 4.12, foi possível verificar os resultados das diferenças entre o ano adiantado e o ano atrasado nos experimentos IBIS-OFFLINE. Devido à condição inicial de precipitação (forçante do modelo), em que mais precipitação ocorre no centro-leste (norte) da AS no ano adiantado (atrasado), obteve-se o aumento da umidade do solo, do fluxo de calor latente e do índice de área foliar e a redução do balanço de radiação, da temperatura e do fluxo de calor sensível (Figuras 5.6 e 5.7), resultados observados na análise da Figura 4.27. As diferenças entre os experimentos com mapa original e mapa degradado foram mais observadas na área entre as regiões Sudeste, Nordeste e Centro-Oeste, onde se observou mais degradação dos biomas, e em SON por se tratar de uma estação de transição em que a contribuição dos processos de superfície para a atmosfera é maior em comparação a DJF.

Entretanto, algumas características não foram identificadas, por exemplo, o caso do fluxo de calor sensível. Segundo Garcia (2010) e Silva (2012), deve haver anomalia positiva do fluxo de calor sensível obtidas na diferença entre os anos adiantado e atrasado, esta anomalia instabiliza a atmosfera em baixos níveis favorecendo a convergência em baixos níveis e a formação de precipitação e, conseqüentemente, o início da estação chuvosa. Estas anomalias positivas no fluxo de calor sensível eram esperadas no trimestre SON na região Amazônica, quando relacionadas aos dados de precipitação do

GPCP para SON (Figura 4.12). Entretanto, pela análise dos dados de reanálise ERA5-Land foram observadas anomalias negativas (Figura 5.7). Nos experimentos com o IBIS-OFFLINE há uma tendência de as anomalias de fluxo de calor sensível serem menos negativas.

Com relação ao fluxo de calor latente, Silva (2012) afirma que as anomalias do fluxo de calor latente obtidas da diferença entre o ano adiantado e atrasado devem ser positivas principalmente no trimestre DJF. No ano adiantado o fluxo de calor latente torna-se predominante após o aumento de precipitação, e consequentemente pelo aumento da umidade do solo, que por sua vez, promove o aumento da evaporação, com mais umidade na atmosfera a convecção é favorecida após o início da estação chuvosa, um mecanismo verificado no estudo de Silva (2012). Verifica-se este comportamento nos dados do ERA5-Land (Figura 5.7), porém, nas simulações com o modelo IBIS-OFFLINE estes sinais são mais fracos, uma vez que não há o acoplamento com a atmosfera.

Os resultados obtidos dos fluxos de calor sensível e latente podem ser explicados pelo período de *spin-up* da umidade do solo utilizado nos experimentos, que foi igual a 2 meses, e pela incompatibilidade da umidade do solo usada como condição inicial (GLDAS) com a estrutura da porosidade do modelo de solo utilizado pelo esquema de superfície do IBIS.

6 RESPOSTA ATMOSFÉRICA GERADA PELAS ALTERAÇÕES NOS PROCESSOS DE SUPERFÍCIE DEVIDO À MUDANÇA NA COBERTURA VEGETAL

Para verificar quais os feedbacks gerados pelas alterações nas condições de superfície em função da alteração na cobertura vegetal (degradação dos biomas) nas condições dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera, foram realizados experimentos com o modelo BAM 3D em anos de início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa (informações adicionais na Seção 3.5.2.2).

6.1 Resposta da atmosfera devido à alteração da cobertura vegetal

Para analisar como a alteração no mapa de vegetação afetou as condições atmosféricas, foi calculada a diferença entre os experimentos BAM 3D com mapa de vegetação atualizado (degradado) e os experimentos com mapa original, associada com a significância estatística ao nível de 5% utilizando o teste *t-Student* (SPIEGEL, 1979).

Na Figura 6.1 a, e, i, observa-se nos três anos de início da estação chuvosa, diferenças positivas de PNMM na área centro-leste da AS, no trimestre SON, indicando que a degradação da vegetação promoveu o aumento da PNMM, induzindo redução de convergência de massa em baixos níveis, o que indica uma tendência em reduzir o movimento vertical e a precipitação. No ano com início da estação chuvosa atrasado, as diferenças positivas são mais intensas e são significativas ao nível de 5% em todo o centro-leste e sul da AS, se estendendo para o oceano Atlântico entre a costa da Argentina e o sul da região Nordeste do Brasil, sendo que aumento da PNMM de até 2 hPa é observado na região Sudeste do Brasil. A tendência de aumento da PNMM em SON, pode atuar favorecendo a condição de atraso do início da estação chuvosa na AS. Especialmente no experimento do ano atrasado, observou-se que o aumento da PNMM na região costeira da AS, que é uma região ciclogênica (REBOITA et al., 2010), resultante da degradação da vegetação, pode promover o enfraquecimento dos sistemas frontais que atuam na região,

desfavorecendo, portanto, a organização da convecção na configuração de ZCAS.

Nas diferenças da magnitude da circulação em 850 hPa (Figura 6.1 b, f, j), as diferenças positivas observadas em toda a parte central, leste e nordeste da AS indicam o aumento da intensidade do vento devido à degradação da vegetação, uma vez, que em uma vegetação mais baixa, a rugosidade da superfície é menor em comparação a de uma vegetação mais alta, como a Mata Atlântica. Este aumento na intensidade do vento sobre o continente da AS pode influenciar o transporte de umidade, o deslocamento e posicionamento das frentes frias, também afetando o início da estação chuvosa sobre a AS.

Na diferença da magnitude do vento em 200 hPa em SON, verificou-se diferenças positivas ao norte de 20°S no ano atrasado, indicando aumento da intensidade do vento devido à degradação da vegetação no nordeste da AS, favorecendo a configuração da AB e do CNE, ou seja, no ano atrasado as condições atmosféricas de pré-estação chuvosa foram simuladas, por isso espera-se que o modelo tenha simulado mais precipitação no noroeste da AS, promovendo a configuração da AB nessa região (Figura 6.1 k).

O uso do mapa de vegetação atualizado (degradado), também promoveu o enfraquecimento do Jato Subtropical em altos níveis e a intensificação da circulação relacionada a AB e ao CNE no ano com o início atrasado da estação chuvosa, entretanto, verifica-se uma baixa significância estatística, que pode estar relacionado a efeitos secundários que podem ser investigados em trabalhos futuros. A circulação da AB está associada à perturbação na circulação de grande escala em 200 hPa devido à liberação de calor latente (precipitação), principalmente na região Amazônica. No ano neutro, por sua vez, foi observado aumento (redução) significativo da intensidade do vento na AS entre 20 e 25°S (30 e 40°S) sobre a Cordilheira dos Andes e a oeste da AS (Figura 6.1 g).

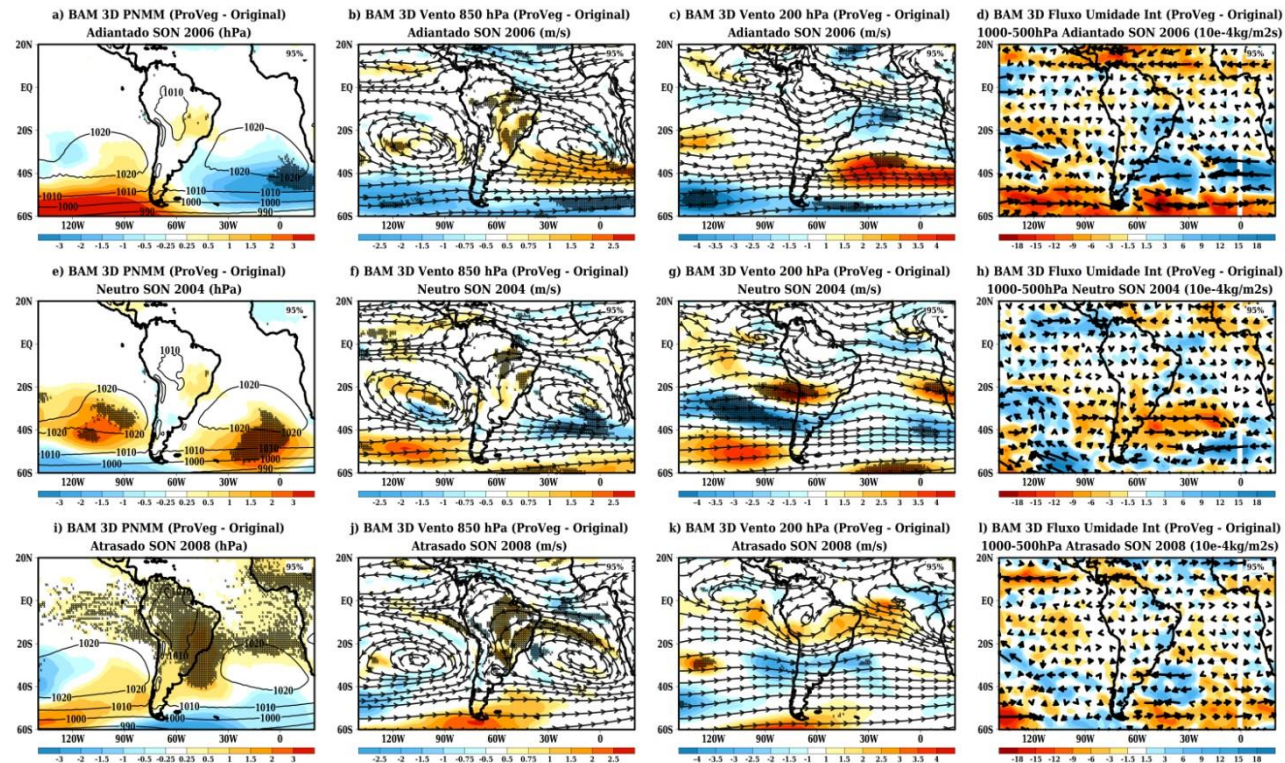
Entre os anos característicos do início da estação chuvosa analisados, verificou-se que a circulação em 200 hPa apresenta uma componente zonal mais intensa nos anos com início adiantado e neutro, em relação ao ano com início atrasado. Neste contexto, pode-se afirmar que devido este comportamento mais zonal da circulação, o forçamento da condição de superfície não foi suficiente para perturbar o escoamento de grande escala e promover a configuração da AB e do CNE, nos anos com início da estação chuvosa adiantado e neutro. Este resultado indica que o padrão de grande escala foi mais intenso nos anos com início adiantado e neutro em relação ao atrasado. No ano com início atrasado, a circulação da AB e o CNE está presente no padrão da circulação, indicando que as forçantes locais atuaram sobre a circulação em 200 hPa.

Estes resultados estão coerentes com as diferenças de PNMM, onde a modificação da vegetação foi mais significativa no ano com início atrasado, indicando que a PNMM foi influenciada pela modificação das condições de superfície. Portanto, pode-se concluir que em SON, nos anos com início da estação chuvosa adiantado e neutro, as condições médias de grande escala tiveram maior influência na definição do padrão atmosférico do início da estação chuvosa, enquanto no ano com início atrasado a condição de grande escala favorece a contribuição das condições de superfície e o atraso do início da estação chuvosa.

Na Figura 6.1 d, h, l, não foram identificadas áreas com diferenças estatisticamente significativas ao nível de 5% para o fluxo de umidade integrado na vertical entre os níveis de 1000 e 500 hPa nos experimentos com os mapas de vegetação original e atualizado (degradado). Sugere-se que seja porque o cálculo desta variável é proveniente de médias da umidade e do vento integradas verticalmente, e as variações tanto do vento quanto da umidade acima de 850 hPa é mais dominada pela grande escala em relação à escala local, assim a significância estatística tende a ser maior que 5%. Mesmo, assim, nota-se que a degradação da vegetação promoveu aumento (diferença positiva) na magnitude do fluxo de umidade na parte centro-leste da

AS no ano com adiantamento da estação chuvosa. Entretanto, este aumento no fluxo de umidade não está relacionado ao aumento de umidade na região, mas ao aumento da intensidade do vento. Portanto, o fluxo de umidade não contribui efetivamente para o aumento de precipitação na região centro-leste da AS. Assim, a degradação aumenta o fluxo de umidade devido à intensificação do vento, mas não contribui para a intensificação dos padrões das condições de início da estação chuvosa adiantado. Para o ano de início da estação chuvosa neutro, nota-se a redução do fluxo de umidade no sul da AS, cuja direção do vetor resultante da diferença entre os experimentos com mapa de vegetação degradado e com mapa original é de sul, indicando redução de transporte de ar mais úmido para o sul da AS. A degradação da vegetação no ano com atraso no início da estação chuvosa não contribui para alterações significativas do fluxo de umidade.

Figura 6.1 - Diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para a pressão ao nível médio do mar (hPa), a magnitude do vento em 850 hPa ($m.s^{-1}$), a magnitude do vento em 200 hPa ($m.s^{-1}$) e o fluxo de umidade integrado na vertical ($kg.m^{-2}.s^{-1}$) para o trimestre SON.



As áreas marcadas com “x” são áreas cuja diferença é estatisticamente significativa ao nível de 5%. As linhas de corrente do vento em 850 e em 200 hPa são referentes aos experimentos com o mapa original.

Fonte: Produção da autora.

No trimestre DJF, o aumento (diferença positiva), estatisticamente significativo, de PNMM nos anos com início da estação chuvosa adiantado e atrasado, chegando até 1 hPa e 1,5 hPa, respectivamente, foi observado nas regiões Nordeste e Sudeste do Brasil (Figura 6.2 a, i). O aumento de PNMM na região Sudeste do Brasil indica que há uma redução da temperatura nas áreas de vegetação degradadas, de acordo com o encontrado na Seção 5.2. Além disso, a tendência de aumento da PNMM em DJF devido à degradação da vegetação desfavorece a redução de pressão no continente, principalmente na área central da AS, característico do verão. Sugere-se que o aumento da PNMM, resultante da degradação, contribui para a redução da influência dos sistemas frontais e da intensidade da precipitação, principalmente nos anos de início adiantado e atrasado da estação chuvosa.

Em DJF, assim como em SON, observa-se o aumento estatisticamente significativo da intensidade do vento em 850 hPa em partes do norte/nordeste e centro-oeste/sudeste da AS nos três anos do estudo, porém mais intenso no caso adiantado. Algumas questões surgem dos possíveis impactos da aceleração do vento no deslocamento do posicionamento da ZCAS, sendo que em estudos de aquecimento global há uma intensificação do jato em baixos níveis (SOARES; MARENGO, 2009). O deslocamento da ZCAS para sul também foi discutido em estudos observacionais (ZILLI et al., 2019) e em projeções futuras com aquecimento global (SETH et al., 2010). Na região Sudeste do Brasil, o aumento da intensidade do vento é atribuído à redução da rugosidade devido à substituição da Mata Atlântica por uma vegetação mais baixa.

As simulações com os diferentes mapas de vegetação para o trimestre DJF resultaram em diferenças negativas do vento em 200 hPa na faixa equatorial do oceano Atlântico nos três anos dos anos simulados, sendo que no ano neutro, a redução da intensidade do vento de até 4 m.s^{-1} é estatisticamente significativa ao nível de 5% (Figura 6.2 c, g, k). Nos anos neutro e adiantado, a circulação da AB e do CNE apresentou menor intensidade em relação ao ano com o atraso da estação chuvosa. Entretanto, com a atualização (degradação)

do mapa de vegetação, as simulações dos anos com o início da estação chuvosa adiantado e neutro não tem muito impacto na circulação da AB e do CNE, porém, no ano com o início da estação chuvosa atrasado a influência das condições de superfície foram mais importantes.

Em DJF, as diferenças entre os experimentos com mapa atualizado (degradado) e original da magnitude e da direção do fluxo de umidade representada pelo sombreado e pelos vetores, respectivamente, para o ano com o início da estação chuvosa adiantado, apresentou sinal de aumento em toda a região central da AS e no oceano Atlântico Tropical. A circulação em 850 hPa e os vetores do fluxo de umidade indicam um maior transporte do ar mais úmido presente na região Amazônica para a região central, sul e sudeste da AS, com o mapa de vegetação atualizado (degradado). Portanto, no ano adiantado, a degradação da vegetação promoveu uma circulação em 850 hPa mais intensa da ASAS, e a intensificação do jato de baixos níveis à leste da Cordilheira dos Andes, e como consequência nota-se um maior transporte de umidade da região Amazônica para a região central, sul e sudeste da AS, contribuindo para a manutenção da precipitação na região sul que será visto mais adiante.

Na simulação do ano com o início da estação chuvosa neutro, as diferenças positivas indicam o aumento do fluxo de umidade na área costeira do litoral leste da AS. Não houve aumento significativo da circulação em 850 hPa, portanto, o aumento do fluxo de umidade está associado ao aumento da umidade na costa leste da AS. Sobre a região central da AS, a degradação não resultou numa mudança significativa no fluxo de umidade. Entretanto, na região dos jatos de baixos níveis, à leste da Cordilheira dos Andes, a diferença entre os experimentos, mostra o fluxo de umidade de sul para norte, indicando uma redução do fluxo de umidade para o sul da AS.

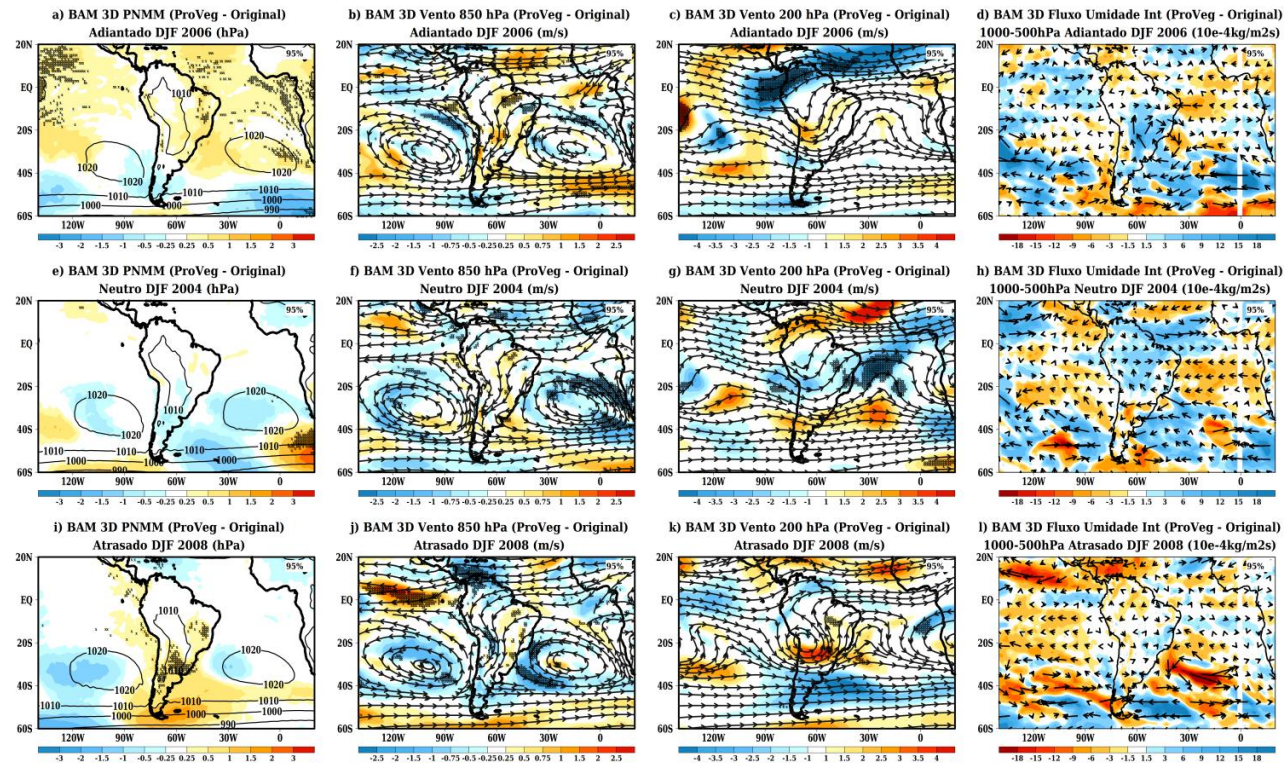
No ano com o início da estação chuvosa atrasado o sinal de aumento do fluxo de umidade foi observado na área da região Sudeste do Brasil (Figura 6.2 I), onde houve a substituição da Mata Atlântica por pastagem. Este aumento é resultado do aumento da intensidade da circulação em 850 hPa da ASAS. Nas

outras áreas da AS, observou-se redução da intensidade da circulação em 850 hPa e do fluxo de umidade devido à degradação da vegetação, principalmente no norte e no noroeste da AS.

Este resultado está relacionado ao padrão de grande escala, que nos anos adiantado e neutro apresentaram um padrão de circulação em 200 hPa mais zonal em relação ao ano atrasado, indicando que no ano atrasado as forçantes locais conseguem perturbar o escoamento de grande escala. Assim, pode-se afirmar que o escoamento de grande escala é menos intenso no ano com início da estação chuvosa atrasado em relação aos anos com início neutro e adiantado ou que as forçantes locais são mais fortes no ano com início da estação chuvosa atrasado.

O sinal de aumento da magnitude do fluxo de umidade nos anos adiantado e neutro, não indica que a magnitude do fluxo de umidade pode fornecer condições de umidade favoráveis ao aumento da convecção, pois estas condições também dependerão da advecção de umidade para a região, ou seja, a condição para aumentar a convecção depende mais da convergência de umidade em 850 hPa. No ano com o início da estação chuvosa atrasado, diferenças positivas foram observadas somente na região Sudeste do Brasil devido ao aumento da circulação da ASAS em 850 hPa, já nas demais áreas da AS, foram observadas diferenças negativas, indicando a redução no fluxo de umidade. Neste caso, o aumento da circulação da ASAS em 850 hPa na região Sudeste do Brasil e a redução no fluxo de umidade em outras áreas da AS devido à degradação da vegetação pode contribuir para o padrão das condições do ano com o início da estação chuvosa atrasado. No entanto, não é possível afirmar que o resultado observado nas diferenças da magnitude e da direção do fluxo de umidade integrado na vertical foi devido à influência direta da degradação da vegetação, uma vez que não foram identificadas áreas estatisticamente significativas.

Figura 6.2 - Diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para a pressão ao nível médio do mar (hPa), a magnitude do vento em 850 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), a magnitude do vento em 200 hPa ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) e a magnitude do fluxo de umidade integrado na vertical ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) para o trimestre DJF.



As áreas marcadas com “x” são áreas cuja diferença é estatisticamente significativa ao nível de 5%. As linhas de corrente do vento em 850 e em 200 hPa são referentes aos experimentos com o mapa original.

Fonte: Produção da autora.

A influência da degradação da vegetação no trimestre SON (Figura 6.3 a, e, i), induziu a uma redução significativa (diferença negativa) da precipitação nos Estados de Minas Gerais e Bahia no ano com início da estação chuvosa adiantado de até $1,5 \text{ mm.dia}^{-1}$, enquanto no litoral da região sul do Brasil foi observado aumento da precipitação em até $2,5 \text{ mm.dia}^{-1}$. No ano com início da estação chuvosa neutro, nota-se o mesmo padrão de redução (aumento) de precipitação do ano com início da estação chuvosa adiantado, porém com magnitude inferior, quando comparado com o ano com início da estação chuvosa adiantado.

No ano com início da estação chuvosa atrasado, a redução de precipitação foi deslocada para a região Sul do Brasil, com redução de até 2 mm.dia^{-1} , e as áreas com aumento de precipitação na região norte e noroeste da AS, se concentram principalmente no norte da bacia Amazônica. Observa-se que nas simulações com o mapa atualizado (degradado), as diferenças positivas, ou seja, mais precipitação devido à degradação da vegetação está deslocada mais ao sul em relação às simulações com o mapa de vegetação natural. Sugere-se então que a degradação da vegetação dificultaria o avanço de frentes frias sobre o continente da AS, tanto em anos de início atrasado da estação chuvosa quanto em anos de início adiantado, uma análise que precisa de investigações em trabalhos futuros.

Além disso, no ano de atraso do início da estação chuvosa, as diferenças positivas se posicionam mais ao sul do continente da AS em relação ao ano adiantado. No noroeste da região Amazônica, verifica-se que nas simulações com o mapa degradado, a precipitação tem um aumento em SON, no ano de início atrasado. Na análise dos dados do GPCP (Figura 4.12 a), o padrão da diferença de precipitação para o trimestre SON entre o ano adiantado e o atrasado indica que em anos com início da estação chuvosa atrasado a precipitação no noroeste da AS é maior em relação aos anos com início da estação chuvosa adiantado. Portanto, o aumento na precipitação no noroeste da região Amazônica no experimento com mapa degradado, em SON indica que o solo está mais úmido e há mais fluxo de calor latente em relação ao fluxo

de calor sensível, indicando que as características do padrão de início de estação chuvosa atrasado são intensificadas, portanto, a degradação da vegetação pode atrasar o início da estação chuvosa.

Para o ano do início da estação chuvosa adiantado, observa-se que a degradação da vegetação resultou na tendência da redução (diferença negativa) da água precipitável principalmente nas áreas centro-sul e leste da região Amazônica, região nordeste do Brasil e a bacia do Prata, somente pequenas áreas do centro-oeste e sudeste do Brasil apresentam aumento da água precipitável, no trimestre SON. No ano com o início da estação chuvosa neutro, notou-se uma faixa de redução de água precipitável do noroeste ao sudeste da AS, e ao norte e ao sul desta faixa, verificou-se aumento de água precipitável. Entretanto, este aumento e redução da água precipitável tem intensidade menor em relação ao ano com início da estação chuvosa adiantado. No ano atrasado do início da estação chuvosa, verificou-se uma forte redução da água precipitável somente no centro-oeste e sudeste do Brasil, e nas demais áreas foi observado aumento da água precipitável (Figura 6.3 b, f, j).

No experimento com a degradação da vegetação, a redução da água precipitável foi um dos motivos do resultado observado de redução da precipitação. A relação entre precipitação e água precipitável foi verificada no ano com início da estação chuvosa atrasado. Nota-se que o aumento de precipitação no noroeste da AS é acompanhado do aumento de água precipitável. A substituição da vegetação da Mata Atlântica por uma vegetação mais baixa promove a redução dos processos de evapotranspiração, impactando na água precipitável e na precipitação, e então, influencia os sistemas de grande escala que atuam na região. No entanto, no ano atrasado, a diferença negativa de água precipitável foi estatisticamente mais significativa. Este resultado está relacionado à condição de grande escala, uma vez que no ano com início da estação chuvosa atrasado, o padrão de grande escala do escoamento zonal é menos intenso, portanto, a superfície influencia mais no padrão atmosférico. A degradação da vegetação foi responsável por reduzir a

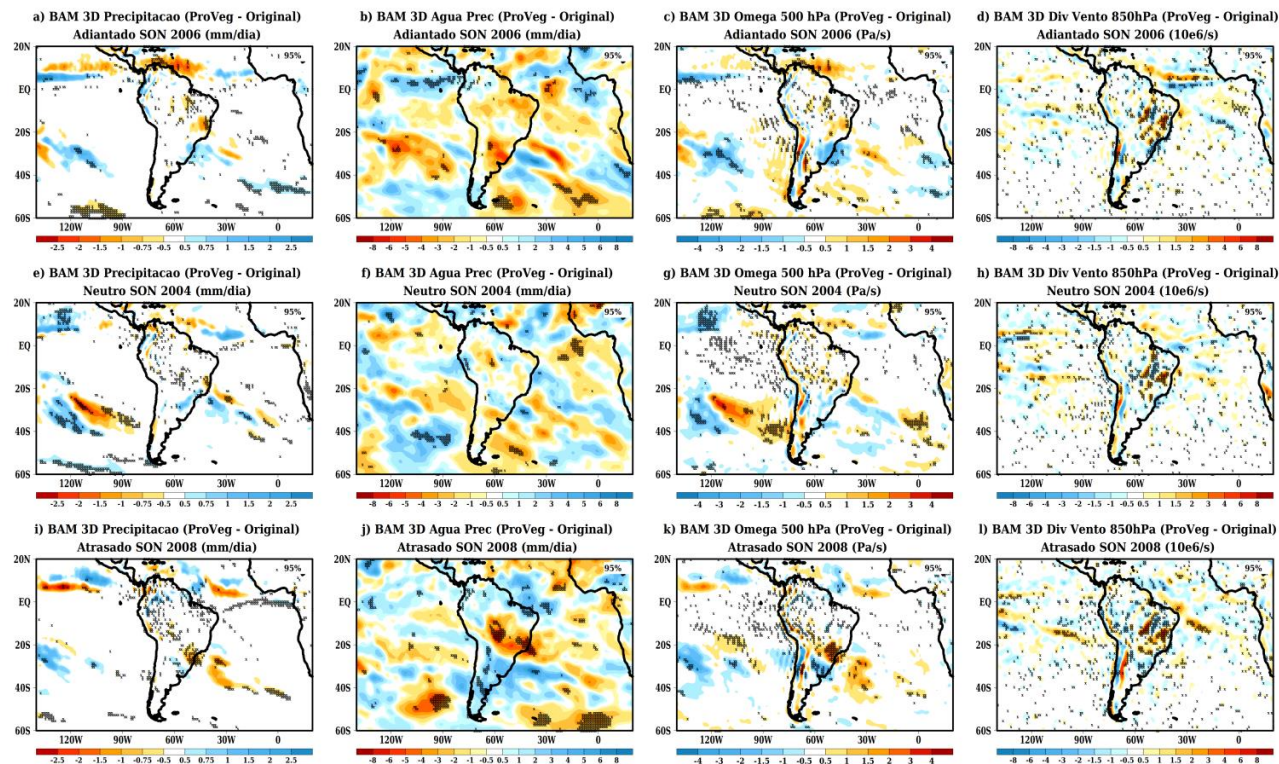
água precipitável sobre o continente nos três anos de estudo. Entretanto, o uso do mapa de vegetação degradado no ano de início da estação chuvosa atrasado, resultou em uma área maior de redução de água precipitável na região do centro-oeste e sudeste do Brasil. Esta área é delimitada por áreas de aumento de água precipitável ao sul e a norte, portanto, pode-se concluir que a massa de ar seco da área de redução de água precipitável está agindo como uma barreira dificultando a entrada de massa de ar mais úmida tanto do norte como do sul da AS. Esta tendência de redução do conteúdo de água na coluna atmosférica no centro-leste da AS contribui para o padrão característico da precipitação nos anos analisados em que menos precipitação foi identificada nas áreas de redução de água precipitável (Figura 4.12).

O impacto da degradação do mapa de vegetação nas simulações dos 3 anos de início da estação chuvosa sobre a velocidade vertical pode ser verificado através da diferença de ω em 500 hPa, a qual é uma resposta direta da convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis relacionadas à precipitação convectiva, isto é, áreas com aumento (redução) da precipitação são equivalentes a áreas com intensificação (desintensificação) do movimento ascendente ou desintensificação (intensificação) do movimento descendente (Figura 6.3 c, g, k). Esta relação entre ω e precipitação, ocorre porque ω é uma variável diagnóstica que depende da convergência de umidade e da PNMM, as quais também estão associadas com a estimativa de precipitação. Os resultados das simulações com o mapa de vegetação degradado mostram para o trimestre SON, que o BAM 3D simula um sinal positivo da diferença de ω entre a simulação com o mapa degradado e o mapa com vegetação original. Esta diferença de ω com o sinal positivo (movimento tende a ser mais descendente) é predominante na região Sudeste do Brasil. Assim, as diferenças positivas significativas observadas na parte centro-leste da AS nos anos com início da estação chuvosa adiantado e neutro significam que a degradação induz a movimentos descendentes. No ano atrasado, a diferença positiva (negativa) no sul da região Sudeste no leste do Centro-Oeste (na região Sul), indica que devido a degradação da vegetação o BAM 3D simulou a desintensificação (intensificação) do movimento ascendente

(ômega negativo). Sugere-se que este dipolo da diferença no ano com início da estação chuvosa atrasado, em que o movimento ascendente é reduzido devido à alteração da cobertura vegetal, desfavoreça a atuação de sistemas frontais, favorecendo a condição de atraso do início da estação chuvosa.

A divergência e convergência em baixos níveis foram afetadas pela degradação da vegetação, sendo que as áreas com diferenças positivas (negativas), indicam aumento da divergência (convergência) em 850 hPa (Figura 6.3 d, h, l). Na área que sofreu maior degradação dos biomas naturais da Mata Atlântica e o Cerrado, o sinal de aumento da divergência e convergência do vento em 850 hPa, foi identificado nos três anos de início da estação chuvosa, com significância estatística de 5%. Entretanto, o sinal de aumento da divergência foi dominante, este resultado está de acordo com a diferença de ômega em 500 hPa (Figura 6.3 c, g, k), portanto, pode-se concluir que há um movimento descendente da atmosfera superior que causa o aumento da divergência em baixos níveis 850 hPa, este processo dinâmico é forçado pela redução da evapotranspiração resultante da degradação da vegetação. O resultado do aumento do movimento descendente na coluna atmosférica devido a redução da evapotranspiração foi verificado nas diferenças de água precipitável (Figura 6.3 b, f, g), dependendo das condições de grande escala característica dos anos com início da estação chuvosa adiantado, neutro ou atrasado, o sinal de redução de água precipitável se propaga por todas as áreas devido a interação dos sistemas de grande escala e com os sistemas de escala local. Esta propagação é característica de cada ano de início da estação chuvosa, sendo que, foram observadas mais diferenças entre os anos adiantado e atrasado, cujas condições de grande escala são bem distintas.

Figura 6.3 - Diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para a precipitação (mm), a água precipitável (mm), o ômega em 500 hPa ($\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) e a divergência do vento em 850 hPa ($10^{-6}\cdot\text{s}^{-1}$) para o trimestre SON.



As áreas marcadas com "x" são áreas cuja diferença é estatisticamente significativa ao nível de 5%.

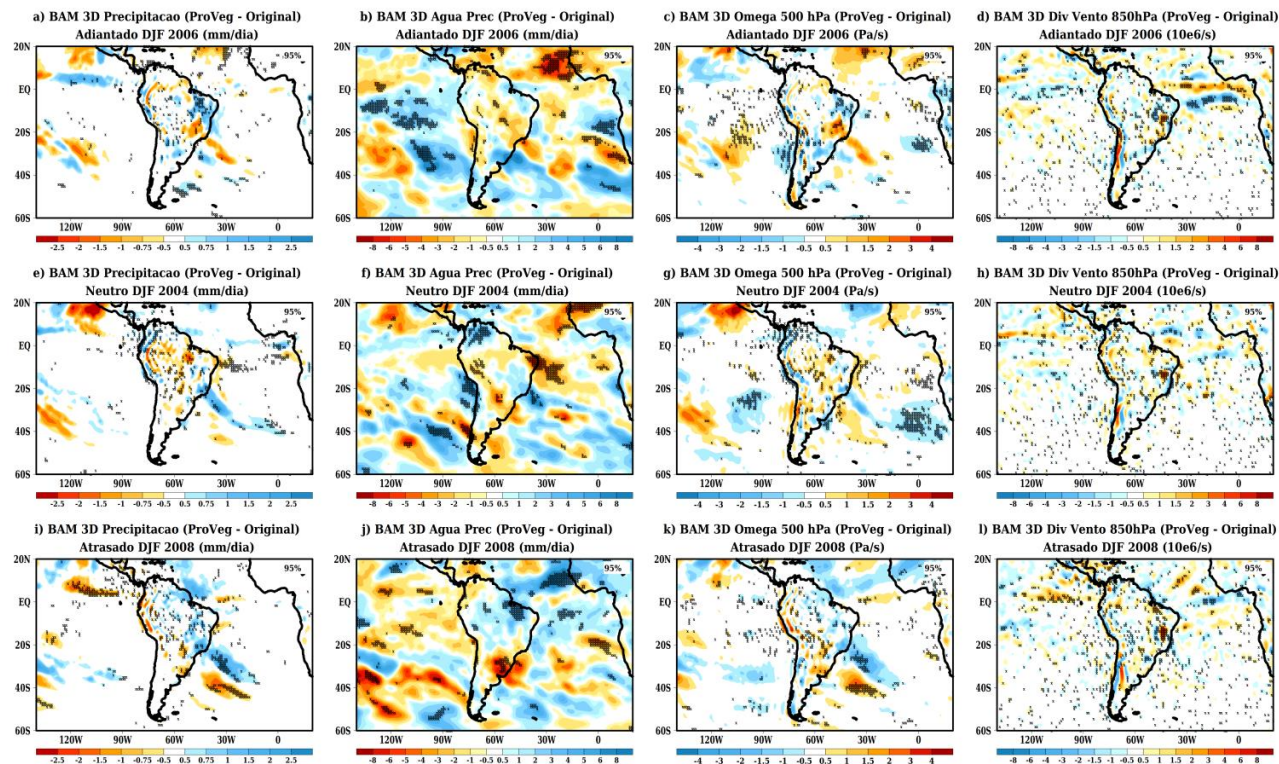
Fonte: Produção da autora.

Os resultados das diferenças entre as simulações com o mapa de vegetação atualizado (degradado) e original, indicam que no trimestre DJF, diferenças positivas significativas de precipitação foram observadas na região oeste do NE, próximo à Foz do Rio Amazonas, nos anos com início da estação chuvosa adiantado e neutro, e na região Nordeste e a leste do Norte do Brasil no ano com início da estação chuvosa atrasado. A degradação da vegetação também resultou em diferenças negativas entre o sudeste da região Norte e o oeste da região Sudeste (região central da AS) nos anos de início da estação chuvosa adiantado e neutro, e nas regiões Sudeste no ano de atrasado da estação chuvosa (Figura 6.4 a, e, i). Assim, sugere-se que a degradação da vegetação pode influenciar no posicionamento da ZCAS sobre o continente e no oceano. No ano de início da estação chuvosa adiantado, a degradação da vegetação promoveu a redução da precipitação na região da ZCAS, incluindo o setor sobre o Oceano Atlântico. Entretanto, no ano com início da estação chuvosa neutro e atrasado, a degradação da vegetação resultou no aumento da precipitação na região da ZCAS, principalmente no setor sobre o Oceano Atlântico.

Os resultados das simulações com a degradação da vegetação mostram para o trimestre DJF, que houve poucas diferenças estatisticamente significativas de água precipitável na AS para os três anos (Figura 6.4 b, f, j). Isto acontece porque em SON, os processos de superfície responsáveis pelo forçamento de escala local contribuem mais para as condições de tempo e clima em comparação com DJF, quando a contribuição de grande escala é muito mais dominante sobre a AS. No ano adiantado, verificou-se uma faixa de redução de água precipitável do noroeste ao sudeste da AS e um aumento sobre a bacia do Prata. No ano neutro, notou-se redução na região Amazônica e na bacia do Prata, e aumento na região da ZCAS. Já no ano atrasado, a água precipitável aumentou no centro-norte da AS e reduziu no sul da AS. Estes padrões podem influenciar na intensidade da precipitação e na duração da estação chuvosa. As reduções na magnitude das diferenças verificadas para ômega em 500 hPa e para a divergência do vento em 850 hPa, mostraram a relação entre os

processos dinâmicos e a precipitação, onde verificou-se que as áreas com movimento descendente foram similares as áreas de redução de precipitação e de água precipitável. Entretanto, os sinais de divergência em baixos níveis (850 hPa) ficaram restritos ao sul da região Nordeste do Brasil, a magnitude da diferença de divergência foi menor no trimestre DJF, devido a maior influência de grande escala no escoamento.

Figura 6.4 - Diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para a precipitação (mm), a água precipitável (mm), o ômega em 500 hPa ($\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) e a divergência do vento em 850 hPa ($10^{-6}\cdot\text{s}^{-1}$) para o trimestre DJF.



As áreas marcadas com "x" são áreas cuja diferença é estatisticamente significativa ao nível de 5%.

Fonte: Produção da autora.

Na superfície, os resultados das simulações com os mapas de vegetação degradada e original mostram para o trimestre SON, diferenças negativas, estatisticamente significativas, do balanço de radiação (RN), que são observadas entre as regiões Sul, Sudeste, leste e oeste do Nordeste brasileiro (Figura 6.5 a, e, i), indicando que a degradação da vegetação promove a redução do balanço de radiação em até 30 W.m^{-2} , sobre a área da Mata Atlântica degradada, este resultado é devido ao aumento do albedo identificado na Seção 5.2 (Figura 5.2). Na parte central da região Nordeste, observa-se o aumento do balanço de radiação nos três anos com início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado, sendo que a magnitude atinge 20 W.m^{-2} . Este resultado pode estar relacionado com o albedo de superfície, bem como o aumento da intensidade do vento e da redução da água precipitável (nebulosidade). Para o trimestre DJF, as áreas com redução do balanço de radiação diminuem e se concentram nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, área onde se concentra a Mata Atlântica. Já áreas com aumento do RN são observadas no Nordeste e em algumas áreas do leste da região Norte e do Centro-Oeste (Figura 6.6 a, e, i).

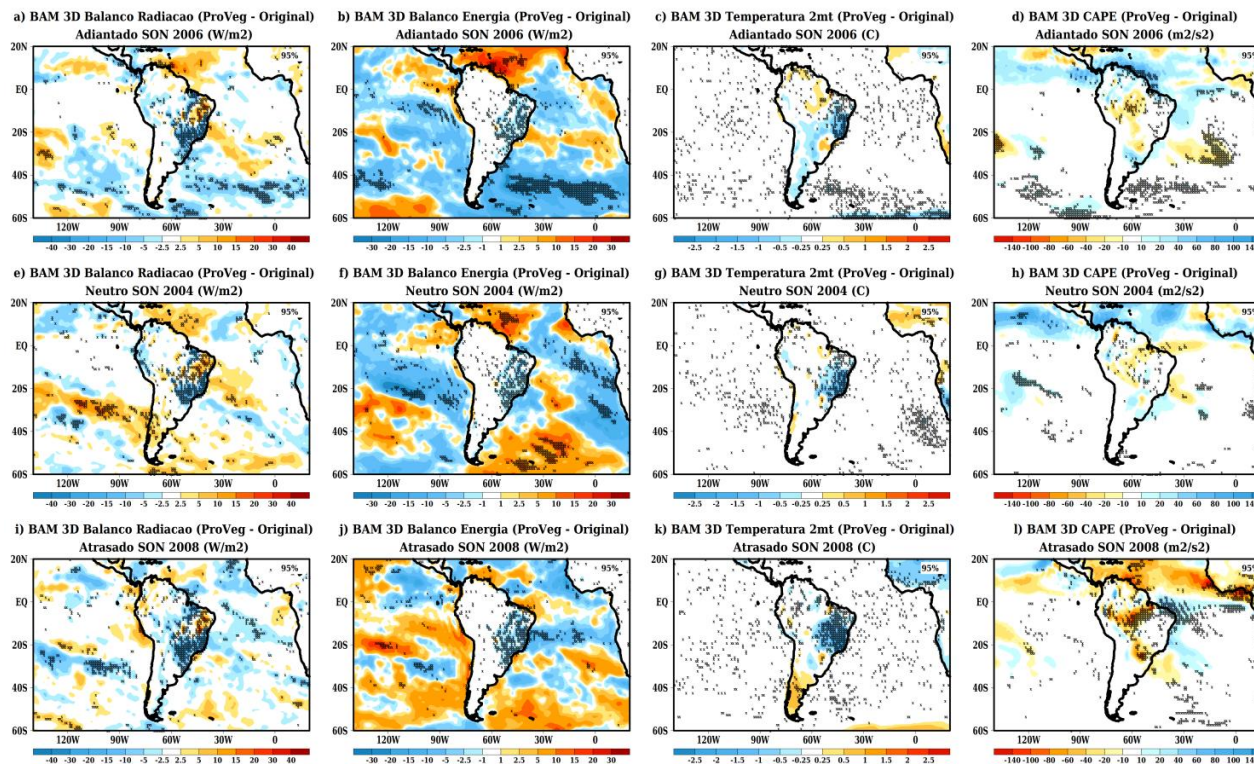
O impacto da degradação da vegetação no balanço de energia é concentrado na área degradada. Para os trimestres SON (Figura 6.5 b, f, j) e DJF (Figura 6.5 b, f, j), a redução significativa (diferença negativa) do balanço de energia foi observada em praticamente toda área degradada do território brasileiro, com exceção da região Norte. O resultado que a degradação da vegetação promove na redução do balanço de energia também foi observado nos experimentos com IBIS-OFFLINE considerando a influência das reduções no balanço de radiação e dos fluxos de calor sensível e latente (Figuras 5.3 e 5.4).

O impacto do balanço de energia devido à degradação também influenciou a temperatura a 2 m. Observa-se redução significativa de até $2,5^{\circ}\text{C}$ entre as regiões Sudeste e Nordeste do Brasil no trimestre SON para os três anos com início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado, (Figura 6.5 c, g, k), sendo que no ano atrasado, esta área é maior, pois se estende até a região Centro-Oeste. O resfriamento em função da degradação da vegetação ocorre

em função do aumento da intensidade do escoamento, da redução da energia disponível para o aquecimento da superfície e da atmosfera devido ao aumento do albedo, como discutido na Seção 5.2. Para o trimestre DJF dos anos adiantado e neutro, a redução de temperatura é observada no leste da região Sudeste e no sul e oeste da região Nordeste brasileira, enquanto na parte mais central da AS, observa-se o aumento da temperatura de até 1,5°C devido à redução de precipitação (Figura 6.6 c, g). No ano atrasado, o resfriamento devido à alteração da cobertura vegetal permanece entre as regiões Sudeste, Nordeste e Centro-Oeste do Brasil (Figura 6.6 k).

A partir da análise do índice termodinâmico da Energia Potencial Convectiva Disponível, do inglês, *Convective Available Potential Energy* (CAPE), verificou-se uma tendência significativa de redução do CAPE em SON, nas regiões Norte, Sul e Centro-Oeste da AS nos anos adiantado e atrasado do início da estação chuvosa e, na região Norte brasileira no ano neutro (Figura 6.5 d, h, l). O CAPE utiliza os perfis verticais de temperatura e umidade para ser calculado, por isso as tendências de redução da temperatura observadas no ano atrasado podem ter contribuído para a redução mais intensa do CAPE em relação aos anos adiantado e neutro. Já a redução do CAPE nos anos adiantado e neutro do início da estação chuvosa, pode ter sido devido a redução da umidade, observada na água precipitável (Figura 6.3 b, f). Isto significa que a degradação promove uma tendência de redução da energia disponível para o desenvolvimento vertical das nuvens. Em DJF, nos anos de início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa, foram observadas diferenças positivas significativas de CAPE na região Nordeste do Brasil (Figura 6.6 d, h, l).

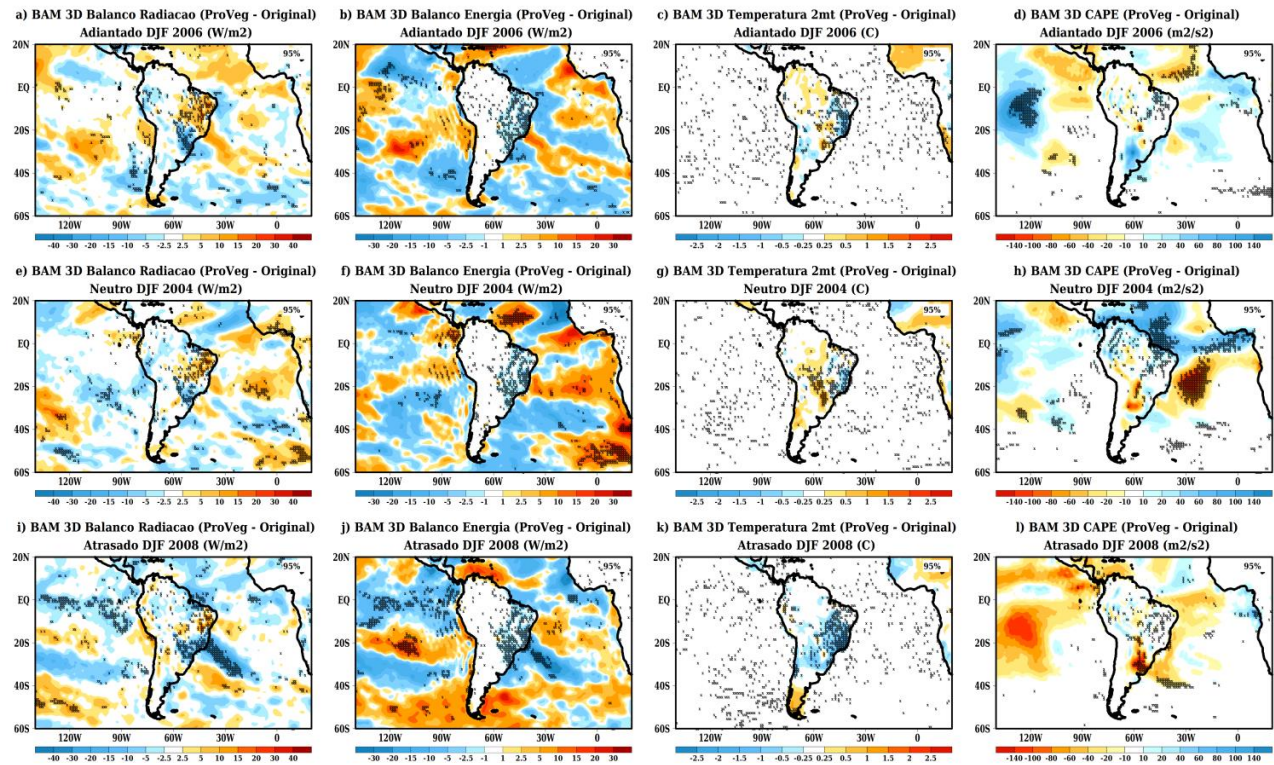
Figura 6.5 - Diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para o balanço de radiação ($W.m^{-2}$), o balanço de energia ($W.m^{-2}$), a temperatura a 2 m ($^{\circ}C$) e o índice CAPE ($m^2.s^{-2}$) para o trimestre SON.



As áreas marcadas com “x” são áreas cuja diferença é estatisticamente significativa ao nível de 5%.

Fonte: Produção da autora.

Figura 6.6 - Diferença entre os experimentos com mapa original e com mapa degradado para o balanço de radiação ($W.m^{-2}$), o balanço de energia ($W.m^{-2}$), a temperatura a 2 m ($^{\circ}C$) e o índice CAPE ($m^2.s^{-2}$) para o trimestre DJF.

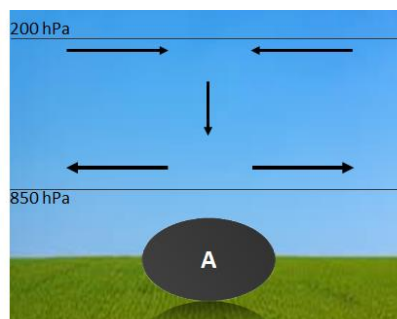


As áreas marcadas com "x" são áreas cuja diferença é estatisticamente significativa ao nível de 5%.

Fonte: Produção da autora.

A fim de resumir qual o *feedback* para a atmosfera devido às alterações nos processos de superfície (degradação da vegetação), foi obtida a média na área entre 15-25°S e 40-50°W, das variáveis analisadas anteriormente. Esta área também foi analisada na Seção 5.1, porque representa uma área em que foram identificadas as maiores alterações da degradação do mapa de vegetação, principalmente da Mata Atlântica. Na Tabela 6.1, observa-se que para SON, a degradação da vegetação resultou na redução (aumento) da precipitação, do balanço de radiação, do balanço de energia, da água precipitável, da divergência em 850 hPa, da temperatura a 2 m e do CINE (da PNMM, da divergência em 200 hPa e da magnitude do vento em 850 hPa) para os três anos de início da estação chuvosa. Assim, verifica-se que o *feedback* na dinâmica e termodinâmica atmosférica devido à alteração da vegetação, promove em SON a predominância de condições de tempo estável característico de um sistema de alta pressão, representado pelo esquema ilustrativo da Figura 6.7.

Figura 6.7 - Esquema do feedback para a atmosfera devido à degradação da vegetação na área entre 15-25°S e 40-50°W em SON.



As setas representam a intensificação do vento e a cor cinza escuro do círculo do sistema de alta pressão representa a intensificação deste sistema em superfície.

Fonte: Produção da autora.

Tabela 6.1 - Média na área entre 15-25°S e 40-50°W dos experimentos BAM 3D com mapa de vegetação original e com mapa degradado para o trimestre SON.

	SON					
	Adiantado		Neutro		Atrasado	
	Original	Degradado	Original	Degradado	Original	Degradado
<i>Precipitação (mm/dia)</i>	2,96	2,41	3,19	3,14	3,17	2,98
Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa)	1015,81	1016,34	1015,96	1016,47	1014,51	1015,98
<i>Balanço de Radiação (W/m2)</i>	130,43	120,03	128,58	119,40	132,00	121,60
<i>Balanço de Energia (W/m2)</i>	14,89	13,27	13,25	10,92	17,85	15,97
Omega 500 hPa (Pa/s)	-0,002	0,33	-0,005	-0,321	-0,007	0,038
<i>Água Precipitável (mm)</i>	27,44	26,92	27,77	27,30	29,57	25,35
<i>Divergência 850hPa (10e6/s)</i>	-0,12	0,29	-0,11	-0,04	-0,54	0,01
Divergência 200hPa (10e6/s)	-1,18	-1,24	-0,65	-0,79	-0,60	-1,18
<i>Temperatura 2 metros (°C)</i>	23,19	22,28	22,90	21,81	23,40	22,08
CAPE (m2/s2)	35,85	35,27	35,28	37,90	53,92	48,80
<i>CINE (m2/s2)</i>	10,07	9,21	8,15	6,50	15,83	10,81
Magnitude Vento 850hPa (m/s)	4,69	5,33	4,50	5,16	4,45	5,23

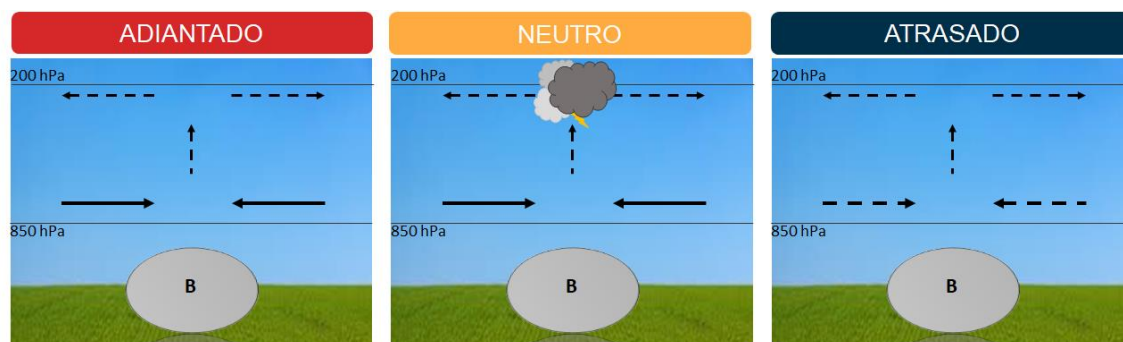
Em negrito (itálico e cinza) estão representadas as variáveis que aumentaram (reduziram) no experimento com mapa degradado em relação ao experimento com mapa original

Fonte: Produção da autora.

Na Tabela 6.2, observa-se que nos três anos, em DJF, a degradação da vegetação resultou na redução (aumento) do balanço de radiação, do balanço de energia, de ômega em 500 hPa, da divergência em 200 hPa e da temperatura a 2 m (da PNMM e da magnitude do vento em 850 hPa). Para o ano adiantado, verifica-se que apesar do aumento da convergência em 850 hPa, da água precipitável e do CAPE favorecerem a condição para formação de nuvens, a redução do movimento ascendente e da divergência em 200 hPa, promovem a redução da precipitação, como ilustrado no esquema da Figura 6.8 No ano neutro, mesmo com a redução da água precipitável, do movimento ascendente e da divergência em 200 hPa observou-se o aumento da convergência em 850 hPa e como consequência o aumento da precipitação (Figura 6.8). No ano atrasado, o aumento da PNMM e da magnitude do vento e a redução das demais variáveis, favoreceram uma condição de atmosfera mais

estável com menos precipitação em comparação aos demais anos, também representado na Figura 6.8.

Figura 6.8 - Esquema do feedback para a atmosfera devido à degradação da vegetação na área entre 15-25°S e 40-50°W em DJF.



As setas não tracejadas (tracejadas) representam a intensificação (desintensificação) do vento e a cor cinza claro do círculo do sistema de baixa pressão representa a desintensificação deste sistema em superfície.

Fonte: Produção da autora.

Tabela 6.2 - Média na área entre 15-25°S e 40-50°W dos experimentos BAM 3D com mapa de vegetação original e com mapa degradado para o trimestre DJF.

	DJF					
	Adiantado		Neutro		Atrasado	
	Original	Degradado	Original	Degradado	Original	Degradado
Precipitação (mm/dia)	7,58	7,46	7,48	7,67	6,65	6,00
Pressão ao Nível Médio do Mar (hPa)	1014,05	1014,56	1013,89	1014,10	1013,18	1014,10
<i>Balanço de Radiação (W/m²)</i>	136,37	135,07	137,52	134,46	141,66	134,10
<i>Balanço de Energia (W/m²)</i>	10,94	10,02	12,16	10,68	12,76	10,33
<i>Omega 500 hPa (Pa/s)</i>	-6,18	-5,78	-6,21	-6,17	-5,41	-4,59
Água Precipitável (mm)	40,83	41,04	41,54	39,56	38,50	38,30
Divergência 850hPa (10e6/s)	-2,18	-2,34	2,20	-2,48	-2,04	-1,59
<i>Divergência 200hPa (10e6/s)</i>	2,36	1,78	1,63	1,61	2,54	1,38
<i>Temperatura 2 metros (°C)</i>	23,61	23,13	23,76	23,40	24,04	23,31
CAPE (m ² /s ²)	69,40	74,78	71,83	79,26	83,36	77,89
CINE (m ² /s ²)	7,43	5,89	7,52	7,58	9,79	7,32
Magnitude Vento 850hPa (m/s)	5,38	5,93	5,07	5,89	4,96	5,66

Em negrito (itálico e cinza) estão representadas as variáveis que aumentaram (reduziram) no experimento com mapa degradado em relação ao experimento com mapa original.

Fonte: Produção da autora.

Assim, verificou-se que a degradação do mapa de vegetação ao alterar os processos de superfície gerou feedbacks nos processos dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera. Os principais resultados obtidos para as três condições de início da estação chuvosa, resultaram nos seguintes questionamentos:

- a) o aumento da PNMM no centro-leste da AS em SON e em DJF, favorece o atraso do início da estação chuvosa ou promove a intensificação do padrão de atraso do início da estação chuvosa?
- b) o aumento da intensidade (velocidade) do vento em 850 hPa, devido à redução da rugosidade da superfície poderá impactar na posição da ZCAS?

6.2 Diferença entre os anos adiantado e atrasado nos experimentos BAM 3D

A Figura 6.9 mostra a diferença entre os anos de início da estação chuvosa adiantado e atrasado dos fluxos de calor sensível e latente dos experimentos BAM 3D para os trimestres SON e DJF.

Em SON, observa-se que o experimento BAM 3D com o mapa original simulou mais H no ano atrasado em praticamente toda a AS. Este padrão também foi observado para o ERA5-Land, sendo que no último a magnitude da diferença foi mais intensa. O experimento BAM 3D com mapa atualizado (degradado), por sua vez, simulou diferenças menores entre os anos adiantado e atrasado, sendo que mais áreas de redução de H no ano atrasado foram observadas.

Em DJF, verificou-se mais H no noroeste da AS no ano de início da estação chuvosa adiantado nos experimentos BAM 3D com mapa original e com mapa atualizado (degradado) e também nos dados do ERA5-Land. No entanto, a magnitude e a área desse sinal de aumento de H, foram maiores nos dados do ERA5-Land. Da mesma forma, observou-se redução de H no ano adiantado nas partes centro-leste e sul da AS nos experimentos com BAM 3D, mas nos dados ERA5-Land verificou-se a redução de H apenas na parte sul da AS.

O aumento (redução) de H no noroeste (centro-leste) da AS no ano adiantado do início da estação chuvosa, era esperado, pois de acordo com a análise de precipitação (Figura 4.12), menos (mais) precipitação foi observada no ano adiantado no noroeste (centro-leste) da AS.

A partir desta análise da diferença entre os anos adiantado e atrasado, foi possível verificar que a degradação da vegetação favoreceu o aumento do fluxo de calor sensível no ano com o início da estação chuvosa adiantado, uma vez que a magnitude e a área de diferença positiva (aumento de H) no noroeste da AS no experimento com mapa degradado (Figura 6.9 j) são maiores em comparação ao experimento com mapa original (Figura 6.9 f). Isto está associado ao conteúdo de água no solo que se conserva menos em

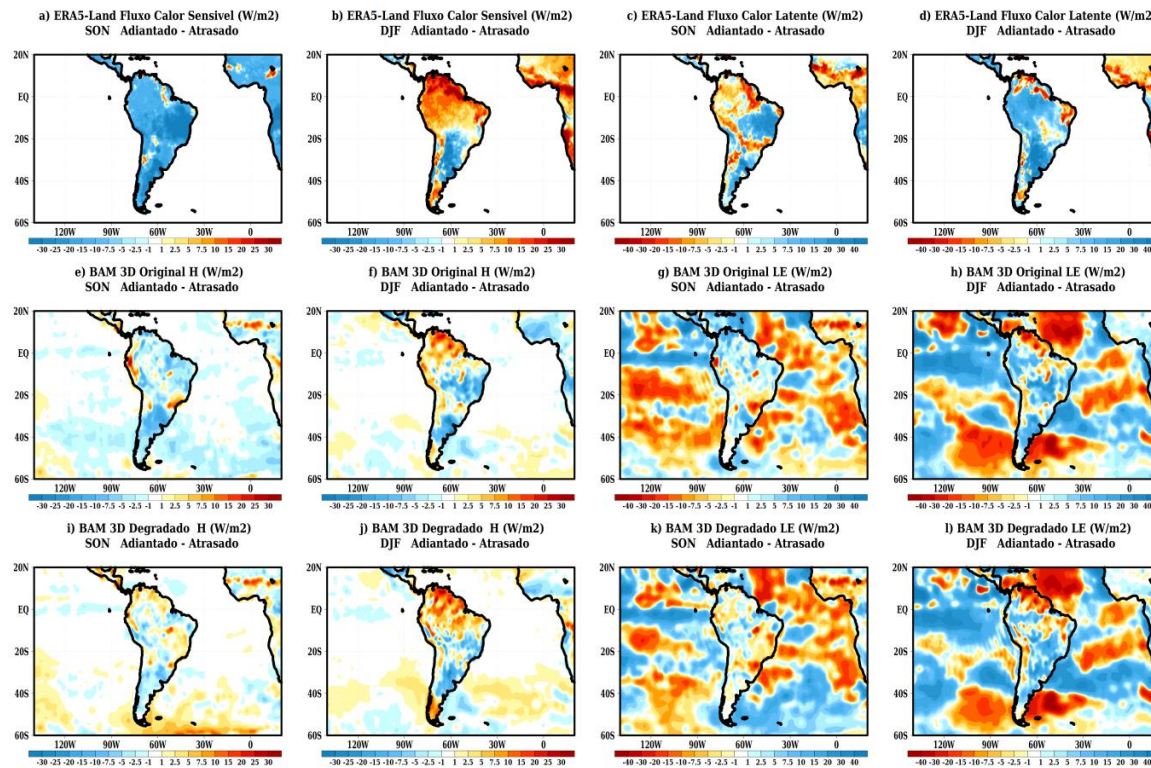
vegetações mais baixas, como a pastagem do mapa degradado, à incidência de radiação que atinge o solo que também é maior em vegetações baixas em comparação com cobertura florestal. Mas também pode estar associado a influências de processos remotos não representados pelo modelo, como por exemplo, fenômenos com interação trópicos-extratropicais.

Para o LE, em SON, foram observadas diferenças positivas, indicando aumento de LE no centro-leste da AS no ano adiantado nos dados do ERA5-Land. Nos experimentos BAM 3D com mapa original e com mapa atualizado (degradado), estas diferenças positivas não foram verificadas de forma homogênea nessa área, sendo que no experimento com mapa degradado a tendência é de redução de LE no centro-leste da AS (Figura 6.9 k).

Em DJF, o aumento de LE no ano adiantado em relação ao ano atrasado é predominante na AS de acordo com os dados ERA5-Land (Figura 6.9 d). Os experimentos BAM 3D representaram este padrão, mas a magnitude das diferenças foi menor, sendo menor ainda no experimento com mapa degradado. Além disso, os experimentos BAM 3D com mapa original e com mapa degradado, simularam a redução de LE no noroeste da AS no ano adiantado, sendo coerente com a redução de precipitação observada na área e prescrita no modelo (Figura 4.12). No entanto, esta redução de LE no noroeste da AS não foi verificada nos dados do ERA5-Land.

Na seção 5.3, foi verificado que os fluxos de calor latente e sensível nas simulações com o modelo IBIS-OFFLINE, estavam mais fracos quando comparados aos fluxos nos dados do ERA5-Land. Uma das hipóteses sugeridas para tal observação está associada ao desacoplamento da superfície com a atmosfera nos experimentos offline. Com os experimentos BAM 3D, foi possível verificar que embora o sinal de H e LE tenham sido mais fortes em função do acoplamento com a atmosfera, ainda assim o sinal foi mais fraco quando comparado ao dos dados do ERA5-Land.

Figura 6.9 - Diferença entre os anos adiantado e atrasado para os fluxos de calor sensível e latente, utilizando os dados do ERA5-Land e dos experimentos BAM-3D com mapa original e com mapa degradado para os trimestres SON e DJF.



As diferenças entre os anos adiantado e atrasado para os fluxos de calor sensível e latente com dados do ERA5-Land, respectivamente estão em a, b, c e d. As diferenças com os experimentos BAM-3D com mapa original (degradado) em e, f, g, h (i, j, k, l).

Fonte: Produção da autora.

Na Figura 6.10, verifica-se que as diferenças negativas de temperatura entre o ano de início adiantado e atrasado da estação chuvosa, em SON, principalmente no centro-leste e no sul da AS nos dados do ERA5-Land, foram simuladas pelo BAM 3D com mapa original (Figura 6.10 a, g). Mas a magnitude da diferença de temperatura entre os anos adiantado e atrasado diminuiu principalmente na simulação BAM 3D com mapa degradado, sendo que as diferenças tendem a zero (Figura 6.10 m).

Em DJF, a diferença de temperatura entre os anos com início adiantado e atrasado da estação chuvosa na reanálise do ERA5-Land, foi de temperaturas superiores concentradas no noroeste (sul) da AS no ano adiantado (atrasado) (Figura 6.10 b). Para a simulação do BAM 3D com mapa original, foram observadas temperaturas superiores no noroeste e no sul da AS no ano adiantado, sendo que temperaturas superiores foram observadas no sudeste da AS no ano atrasado (Figura 6.10 h). Já para a simulação com BAM 3D com mapa degradado, a magnitude da diferença de temperatura aumentou no noroeste da AS e diminuiu no sul e sudeste da AS (Figura 6.10 n). Isto significa que a degradação da vegetação promoveu o aquecimento no ano adiantado do início da estação chuvosa ou promoveu o resfriamento no ano atrasado.

Em SON, as diferenças da precipitação entre os anos com início adiantado e atrasado da estação chuvosa nos dados do GPCP, indicam mais precipitação no centro-leste (noroeste) da AS no ano adiantado (atrasado) (Figura 6.10 c). No entanto, no experimento BAM 3D com mapa original, a magnitude das diferenças positivas no centro-leste da AS reduziram, sendo que entre as regiões Sul e Sudeste do Brasil, foram observadas diferenças negativas (mais precipitação no ano atrasado) e diferenças positivas (mais precipitação no ano adiantado) foram observadas entre a Argentina e o Uruguai, e no noroeste da AS (Figura 6.10 i). Já no experimento BAM 3D com mapa degradado, as diferenças negativas (mais precipitação no ano atrasado) foram observadas entre as regiões Norte e Sudeste do Brasil, enquanto diferenças positivas (mais precipitação no ano adiantado) foram observadas entre o centro-oeste e o sul da AS (Figura 6.10 o). Portanto, nota-se que a representação da magnitude

das diferenças dos anos de início da estação chuvosa adiantado e atrasado pelo BAM 3D em SON foram menores, e que a degradação do mapa de vegetação, pode estar associada à alteração do padrão de precipitação.

Em DJF, diferenças negativas de precipitação no noroeste da AS e positivas no centro-leste e sul da AS foram observadas nos dados do GPCP (Figura 6.10 d). Para os experimentos BAM 3D com mapa original e com mapa degradado, as diferenças negativas de precipitação, se espalharam para todo o norte da AS, atingindo a região Nordeste do Brasil, sendo que no experimento com mapa degradado, a magnitude desta diferença aumentou em relação ao experimento com mapa original (Figura 6.10 j, p). Isto significa que a degradação da vegetação promoveu a intensificação do padrão do início atrasado da estação chuvosa, como observado na Figura 4.12. Diferenças positivas foram observadas entre a parte central e sul da AS, no entanto, diferenças negativas, ou seja, de aumento da precipitação no ano atrasado, foram identificadas numa área entre o norte do Chile e o Uruguai.

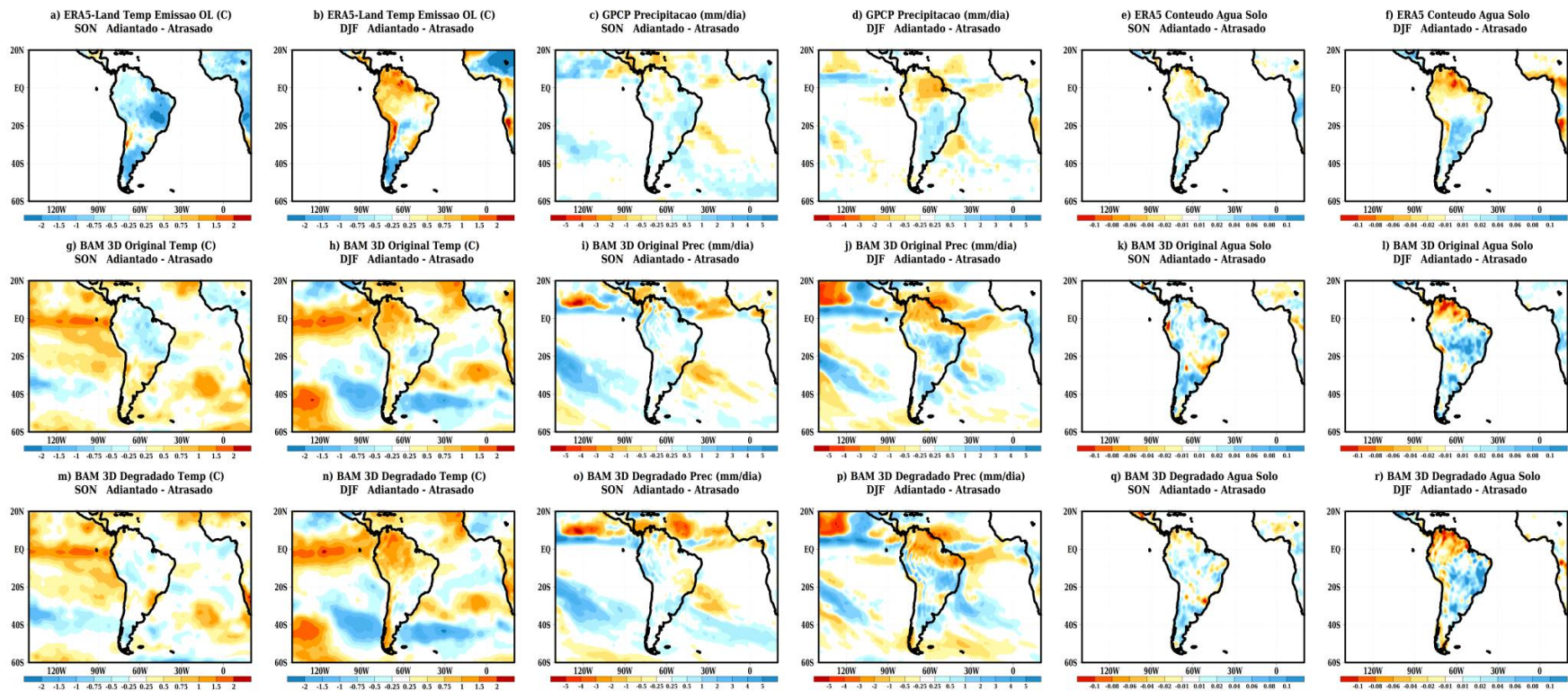
As diferenças do conteúdo de água no solo em SON entre os anos com início adiantado e atrasado da estação chuvosa, nos dados ERA5, são semelhantes às diferenças de precipitação em SON, ou seja, diferenças positivas (negativas) no centro-leste e sul (noroeste) da AS (Figura 6.8 c, e). Os experimentos BAM 3D com mapa original e com mapa degradado tiveram dificuldade em representar o padrão de diferenças do conteúdo de água no solo em SON, sendo que a magnitude das diferenças no sul da AS aumentaram, inclusive no sudeste onde diferenças negativas predominaram, indicando aumento de água no solo no ano atrasado (Figura 6.10 k, q).

Em DJF, as diferenças positivas de água no solo no centro-sul da AS com ERA5 apresentaram magnitudes maiores nos experimentos BAM 3D (mapas original e degradado) e se deslocaram para o centro e leste da AS (Figura 6.10 f, l, r). Já as diferenças negativas no noroeste da AS observadas com ERA5 foram representadas nos experimentos BAM 3D tanto com mapa original quanto com mapa degradado (Figura 6.10 f, l, r).

A partir das análises verificou-se que os experimentos BAM 3D tiveram algumas limitações em representar as diferenças entre os anos adiantado e atrasado para as variáveis analisadas dos fluxos de calor sensível e latente, precipitação e conteúdo de água no solo no trimestre SON. Sugere-se que os fatores que contribuíram para esta dificuldade do BAM 3D na representação das variáveis em SON podem estar associados à condição inicial de umidade do solo utilizada na inicialização do modelo, e a influências de processos remotos não representados pelo modelo, como por exemplo, fenômenos com interação trópicos-extratrópicos.

Além disso, esta análise permitiu verificar que a degradação do mapa de vegetação promoveu a redução da magnitude das diferenças entre os anos adiantado e atrasado dos experimentos BAM 3D e os dados de reanálise dos fluxos de calor sensível e latente, da temperatura da superfície e da precipitação no centro-leste da AS, principalmente em DJF. Este resultado também foi verificado nas análises dos experimentos com IBIS-OFFLINE (Seção 5.3).

Figura 6.10 - Diferença entre os anos adiantado e atrasado para a temperatura de emissão de onda longa, a precipitação e o conteúdo de água no solo, utilizando os dados do ERA5-Land, do GPCP e do ERA5, respectivamente comparando-os com os resultados dos experimentos BAM-3D com mapa original e com mapa degradado para os trimestres SON e DJF.



As diferenças entre os anos adiantado e atrasado para a temperatura de emissão de onda longa, a precipitação e o conteúdo de água no solo com dados do ERA5-Land, GPCP e ERA5, respectivamente, estão em a, b, c, d, e, f. As diferenças com os experimentos BAM-3D com mapa original (degradado) em g, h, i, j, k, l (m, n, o, p, q, r).

Fonte: Produção da autora.

7 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Este estudo buscou contribuir para o entendimento das interações biosfera-atmosfera associadas ao início da estação chuvosa na região de monção da AS. A hipótese de que a variação da data de início da estação chuvosa afeta os processos de superfície, modulando os fluxos de energia e os ciclos biogeoquímicos (carbono, água), e conseqüentemente criando um *feedback* nos processos dinâmicos e termodinâmicos da atmosfera foi confirmada por meio de análises observacionais e de simulações numéricas.

Primeiramente, houve a necessidade de definir os anos caracterizados pelo início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa na região central da AS. Os dados do RADS fornecem a data de início da estação chuvosa determinada a partir dos dados de precipitação. Verificou-se que a metodologia de identificação da data de início da estação chuvosa utilizada no RADS (BOMBARDI et al., 2009) mostrou-se consistente entre as bases de dados do TRMM e do CPC_UNI. As datas de início da estação chuvosa também se mostram coerentes com as datas determinadas por demais metodologias de identificação verificadas na revisão bibliográfica (Seção 2.1.1). Portanto, a utilização dos dados RADS facilitou a análise da data de início da estação chuvosa, uma vez que este estudo não objetivou desenvolver uma metodologia de identificação do início da estação chuvosa.

A partir da análise da variação da data do início da estação chuvosa na área central da AS, que compreende o centro-sul da região Norte, as regiões Centro-Oeste, Sudeste e sul do Nordeste, a Bolívia, o Peru, o Paraguai até a região central da Argentina, verificou-se que o início da estação chuvosa ocorre entre setembro e novembro (intervalo do dia juliano entre 260 e 330), associado ao ciclo de vida do SMAS (GAN et al., 2009). A partir de um algoritmo de contagem dos pontos de grade com anomalias em dias julianos do início da estação chuvosa, verificou-se que os anos de 2006, 2004 e 2008 representam os anos caracterizados pelo início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado, respectivamente.

As análises mensais de julho a fevereiro dos dados da reanálise ERA5, indicaram que os padrões atmosféricos associados aos anos de início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado estavam de acordo com as informações encontradas na literatura, portanto conclui-se que o método de análise do padrão atmosférico (descrito na metodologia) utilizado neste trabalho gerou resultados relevantes para o estudo do início da estação chuvosa. Nos três anos estudados, foram identificadas as seguintes características comuns do SMAS: configuração da AB e do CNE, deslocamento da ASAS para sua posição mais a leste da costa sul-americana, a reversão da anomalia da direção do vento em 850hPa de sudeste (julho a setembro) para de noroeste (outubro a fevereiro), a redução de pressão no continente e a formação de nuvens com grande desenvolvimento vertical organizadas no sentido noroeste-sudeste caracterizando a ZCAS.

As análises também permitiram verificar as principais diferenças no padrão atmosférico entre os anos adiantado e atrasado do início da estação chuvosa. No ano adiantado, observou-se a redução da PNMM mais intensa no centro-leste da AS, onde o fluxo de umidade de noroeste também foi mais intenso, favorecendo a precipitação e a formação da ZCAS. Além disso, a ASAS estava enfraquecido em comparação aos anos neutro e atrasado, por isso, conclui-se que tenha favorecido o avanço de frentes frias na costa leste da AS, e assim, contribuído para o adiantamento do início da estação chuvosa. Estas características corroboram com o estudo de Raia e Cavalcanti (2008), as quais verificaram no ano de início adiantado da estação chuvosa, que a passagem de um sistema frontal intenso contribuiu para o aumento da umidade do solo e da atmosfera, além disso, o fluxo de noroeste também foi mais intenso enquanto a configuração da ASAS e o fluxo de leste em direção ao continente estavam enfraquecidos.

No ano atrasado, a precipitação foi favorecida no noroeste da AS, e a ZCAS se posicionou mais ao norte em comparação ao ano adiantado no trimestre DJF. Ademais, em setembro do ano atrasado na área entre 40-60°S e 90-30°W

foram observadas anomalias positivas de PNMM acompanhadas de circulação anticiclônica, tanto na análise de anomalia quanto na análise de composição, mostrando que é um padrão atmosférico característico do atraso do início da estação chuvosa. Por isso, com a análise da identificação de bloqueio, verificou-se que a configuração na área entre 40-60°S e 90-30°W, tratou-se de um bloqueio, portanto, conclui-se que a sua atuação é importante para o atraso do início da estação chuvosa, sendo uma configuração que foi verificada em outros anos de início atrasado da estação chuvosa.

Analisando os padrões de superfície na transição da estação seca para a estação chuvosa no caso com início da estação chuvosa atrasado, verificou-se o aumento do fluxo de calor latente e a redução do fluxo de calor sensível. Este padrão corrobora com os estudos de Silva (2012), em que o aumento do fluxo de calor sensível pouco antes do início da estação chuvosa é importante para o início do processo de instabilização da atmosfera e conseqüentemente, favorece o início da estação chuvosa, ou seja, o aumento da precipitação. Logo após o início da estação chuvosa, verificou-se o aumento do fluxo de calor latente.

O padrão de superfície verificado no ano adiantado foi de redução do fluxo de calor sensível e de aumento do conteúdo de água no solo, do fluxo de calor latente e do IAF no centro-leste da AS. Este resultado corrobora com o encontrado no estudo de Fu e Li (2004) em que no ano de início adiantado, a superfície estava mais úmida durante a estação seca e o fluxo de calor latente apresentou valores maiores quando comparado a um ano neutro. Esta condição mais úmida no ano adiantado, também foi verificada na análise do balanço de água, ressaltando que em setembro, a precipitação atingiu 3 mm/dia, e sugere-se que esteja associada à passagem de sistemas frontais que apesar de não ter sido analisado neste trabalho, é uma hipótese coerente de acordo com o estudo de Raia e Cavalcanti (2008), sendo que a ocorrência de precipitação em setembro, tenha favorecido o adiantamento do início da estação chuvosa. No ano atrasado verificou-se a redução da umidade do solo e do fluxo de calor latente, conseqüentemente, notou-se aumento do fluxo de

calor sensível e da temperatura do ar a 2 m no centro-leste da AS. Este padrão também corrobora com o estudo de Li e Fu (2004) no qual verificaram que no ano atrasado a superfície estava mais seca.

Outro resultado interessante da análise das componentes do balanço de água, foi verificar que a advecção de umidade na área que está dentro do domínio de precipitação de monção (entre 10-20°S e 50-60°W), foi a componente mais importante do balanço de água e conseqüentemente ressalta-se a importância do transporte de umidade para o início da estação chuvosa.

Os padrões de superfície dos anos adiantado e atrasado devido à condição inicial da atmosfera foram representados pelo modelo IBIS-OFFLINE. Outras informações importantes foram obtidas, por meio dos experimentos com o IBIS-OFFLINE utilizando dois mapas de vegetação: um natural e um atualizado (degradado). Com estes experimentos, verificou-se que a degradação dos biomas naturais como a Mata Atlântica e o Cerrado, principalmente no centro-leste da AS, promoveu a redução da umidade do solo, o aumento do albedo em até 8% e conseqüentemente atuou na redução tanto do saldo de radiação quanto dos fluxos de calor sensível e latente. O modelo simulou o crescimento da vegetação do tipo pastagem e por isso foi verificado o sinal de aumento de IAF e PPL. Concluiu-se que a degradação da vegetação afeta a temperatura de superfície, sendo identificadas áreas de redução (aumento) da temperatura de emissão de onda longa entre as regiões Sul e Sudeste (Centro-Oeste e Nordeste), ou seja, áreas em que os biomas da Mata Atlântica (do Cerrado) foram substituídos por pastagem. A redução da temperatura verificada na área de degradação da Mata Atlântica está associada à redução da rugosidade da superfície, que diminui a interação (arrasto) do escoamento com a superfície reduzindo a turbulência, e ao aumento do albedo que proporciona uma maior redução do saldo de energia na superfície. O aumento da temperatura verificado na área de degradação do Cerrado foi resultado tanto da pouca mudança na rugosidade da superfície, uma vez que as classes vegetais do tipo Cerrado e do tipo pastagem são semelhantes. Neste caso, a tendência de redução de umidade do solo foi importante para o aumento da temperatura,

uma vez que em solos mais secos, a quantidade de energia necessária para alterar a temperatura da superfície (capacidade térmica) é menor e, portanto, mesmo com redução no saldo de radiação, a temperatura aumenta.

A maior conclusão proveniente dos experimentos com IBIS-OFFLINE é que a atualização (degradação) do mapa de vegetação promoveu a redução das diferenças entre os anos adiantado e atrasado, principalmente em SON. Baseado nos resultados dos experimentos há probabilidade de que as alterações nas condições de superfície com mapa atualizado (degradado) possam promover a redução de precipitação no centro leste da AS. A redução da temperatura de superfície observada nos experimentos com vegetação degradada, no centro leste da AS, pode reduzir a intensidade do padrão atmosférico do início da estação chuvosa adiantada, favorecendo as condições do padrão atmosférico de atraso do início da estação chuvosa. Isto porque a redução da temperatura resulta na redução da instabilização da atmosfera e consequentemente, o padrão atmosférico se desintensifica.

Para verificar qual o *feedback* atmosférico (condições dinâmicas e termodinâmicos) devido à alteração da cobertura vegetal (atualização do mapa de vegetação) nos anos caracterizados pelo início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa na AS, foram realizados experimentos com o modelo IBIS acoplado ao modelo BAM. A significância estatística devido à mudança da cobertura vegetal foi verificada com o teste *t-Student* ao nível de 5%. Em SON, nos três anos de início da estação chuvosa, verificou-se que a degradação promoveu o aumento significativo da PNMM, principalmente no centro-leste da AS. Conclui-se que o aumento da PNMM em SON, pode favorecer a condição de atraso do início da estação chuvosa na AS. Especialmente no ano atrasado, em que o aumento da PNMM foi observado na região costeira da AS, uma região ciclogênica (REBOITA et al., 2010), e por sua vez, pode promover o enfraquecimento dos sistemas frontais que atuam na região, desfavorecendo, assim, a organização da convecção na configuração de ZCAS. Além disso, verificou-se o aumento da intensidade do vento em 850 hPa em toda a parte central, leste e nordeste da AS devido à redução da rugosidade da superfície

(mudança da vegetação alta, do tipo floresta, para vegetação baixa, do tipo pastagem). Portanto, o aumento da intensidade do vento também pode influenciar no transporte de umidade, o deslocamento e posicionamento das frentes frias, também afetando o início da estação chuvosa sobre a AS. Nos três anos, foi observado aumento de precipitação deslocado para o sul nas simulações com mapa degradado em comparação às simulações com mapa natural. Este deslocamento da precipitação pode ser investigado em trabalhos futuros. A redução da água precipitável, o favorecimento de movimento descendente na análise de ômega em 500 hPa, e, o aumento da divergência em 850 hPa evidenciam o resultado observado da redução da precipitação.

Em DJF, nos experimentos BAM3D verificou-se um aumento significativo da PNMM nos anos com início da estação chuvosa adiantado e atrasado nas regiões Nordeste e Sudeste do Brasil. Portanto, conclui-se que o aumento da PNMM devido à degradação da vegetação desfavorece a redução de pressão no continente, principalmente na área central da AS, característico do verão, contribuindo para a redução da influência dos sistemas frontais e da intensidade de precipitação, principalmente nos anos de início adiantado e atrasado da estação chuvosa. A degradação também promoveu o aumento significativo da intensidade do vento no norte e no sudeste da AS nos três anos do estudo. A partir destes resultados, pode-se concluir que a degradação da vegetação pode influenciar no posicionamento da ZCAS sobre o continente e no oceano.

No ano de início da estação chuvosa adiantado, em DJF, a degradação da vegetação promoveu a redução da precipitação na região da ZCAS, incluindo o setor sobre o Oceano Atlântico Sul. Entretanto, no ano com início da estação chuvosa neutro e atrasado, a degradação da vegetação resultou no aumento da precipitação na região da ZCAS, principalmente no setor das ZCAS sobre o Oceano Atlântico Sul. Diferenças com menor significância estatística foram observadas em DJF em comparação com SON nas variáveis de água precipitável, ômega em 500 hPa, vento em 850 e 200 hPa e divergência do vento em 850 hPa. Isto acontece porque em SON, os processos de superfície

responsáveis pelo forçamento de escala local contribuem mais para as condições de tempo e clima em comparação com DJF, quando a contribuição de grande escala é muito mais dominante sobre a AS.

Através dos resultados dos experimentos com o modelo BAM 3D, também se pode concluir que a degradação da vegetação promoveu redução (aumento) significativa ao nível de 5%, do balanço de radiação entre as regiões Sul, Sudeste e, leste e oeste do Nordeste brasileiro (parte central da região Nordeste). O balanço de energia também sofreu redução significativa ao nível de 5%, principalmente no centro-leste da AS. Estas reduções afetaram a temperatura a 2 m com reduções significativas de até 2,5°C, em SON, entre as regiões Sudeste e Nordeste do Brasil no trimestre SON para os três anos de estudo. O resfriamento devido à degradação da vegetação ocorre em função do aumento da intensidade do escoamento, da redução da energia disponível para o aquecimento da superfície e da atmosfera, devido ao aumento do albedo. Já em DJF, nos anos adiantado e neutro, a redução de temperatura foi observada no leste da região Sudeste e no sul e oeste da região Nordeste brasileira, enquanto na parte mais central da AS, observa-se o aumento da temperatura de até 1,5°C devido à redução de precipitação. No ano atrasado, o resfriamento devido à alteração da cobertura vegetal permanece entre as regiões Sudeste, Nordeste e Centro-Oeste do Brasil. Por fim, também se verificou uma tendência significativa de redução do CAPE nas regiões Norte, Sul e Centro-Oeste da AS nos anos adiantado e atrasado do início da estação chuvosa e, na região Norte brasileira no ano neutro, principalmente em SON.

Sabe-se que o SMAS e o início da estação chuvosa sofrem influências da variabilidade de fenômenos de grande escala, porém com os resultados deste trabalho foi possível mostrar como ocorre a interação dos processos de superfície e os impactos locais, devido as alterações na cobertura vegetal, em anos caracterizados pelo início adiantado, neutro e atrasado da estação chuvosa na região de monção da AS.

7.1 Sugestões para trabalhos futuros

Diante dos resultados obtidos neste estudo, ressalta-se a importância da interação entre os processos físicos de superfície e a atmosfera para melhorar a representação destes processos nos modelos numéricos de tempo e clima. As abordagens utilizadas neste estudo visaram identificar os feedbacks e os padrões atmosféricos e de superfície associados ao início da estação chuvosa adiantado, neutro e atrasado. A partir disso, sugere-se que trabalhos futuros continuem a investigar os padrões climáticos e de teleconexões associados à data de início da estação chuvosa, discutindo sobre os mecanismos dinâmicos e físicos dos fenômenos atmosféricos que influenciam o início da estação chuvosa na AS.

Além disso, ressalta-se que a utilização de mapas de vegetação atualizados, que considerem a mudança da cobertura vegetal é importante para a representação mais realística das condições de superfície. Neste estudo foi verificado o impacto da degradação de biomas naturais, principalmente da Mata Atlântica e do Cerrado, tanto nos processos de superfície quanto no *feedback* para a dinâmica e termodinâmica da atmosfera. Pensando nisso, outra sugestão para trabalhos futuros é investigar como ocorre a propagação das perturbações geradas na atmosfera devido à característica da cobertura vegetal.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADLER, R. F.; HUFFMAN, G. J.; CHANG A.; FERRARO, R.; XIE, P.; JANOWIAK, J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). **Journal of Hydrometeorology**, v.4, p.1147-1167, 2003.
- ALVES, L. M.; MARENGO, J. A.; CAMARGO, H. J.; CASTRO, C. Início da estação chuvosa na região sudeste do Brasil: Parte I – estudos observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.3, p. 385-394, 2005.
- ARAGÃO, L. E. O. C. The rainforest's water pump. **Nature**, v. 489, n. 7415, p. 217-218, 2012.
- ARAÚJO, A.; CAMPOS VELHO, H.; LU, M. Multi-objective calibration of IBIS model by genetic algorithm with parametric sensitivity analysis. **Ciência e Natura**, v. 38, p. 90-97, 2006.
- AUBINET, M.; GRELE, A.; IBROM, A.; RANNIK, U.; MONCRIEFF, J.; FOKEN, T.; KOPWALSKI, A. S.; MARTIN, P. H.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, C. H.; CLEMENT, R.; ELBERS, J.; GRANIER, A.; GRUNWALD, T.; MORGENSTERN, K.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; WSNIJTERS, W.; VALENTINI, R.; VESALA, T. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. **Advances in Ecological Research**, v. 30, p. 113-175, 1999.
- BARBOSA, H. M. J.; TARASOVA, T. A.; CAVALCANTI, I. F. A. Impacts of a new solar radiation parameterization on the CPTEC AGCM climatological features. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 5, p. 1377–1392, 2008.
- BOMBARDI, R. J.; LEILA M. V. IPCC global coupled model simulations of the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 33, n. 8, p. 893–916, 2009.
- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American Monsoon in the WCRP-CMIP3 multi-model simulations. **Climate Dynamics**, v. 36, n. 11/12, p. 2091–2102, 2011.
- BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; REBOITA, M. S. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 5/6, p. 1553–1568, 2014.
- BOMBARDI, R. J.; PEGION, K. V.; KINTER, J. L.; CASH, B. A.; ADAMS, J. M. Sub-seasonal predictability of the onset and demise of the rainy season over monsoonal regions. **Frontiers in Earth Science**, v. 5, p. 14, 2017.

BOMBARDI, R. J.; KINTER, J. L.; FRAUENFELD, O. W. A global gridded dataset of the characteristics of the rainy and dry seasons. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 100, n. 7, p. 1315–1328, 2019.

BONAN, G. B. Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. **Science**, v. 320, n. 5882, p. 1444-1449, 2008.

BREHERTON, C. S.; PARK, S. A new moist turbulence parameterization in the Community Atmosphere Model. **Journal of Climate**, v. 22, n. 12, p. 3422-3448, 2009.

BRUBAKER, K. L.; ENTEKHABI, D.; EAGLESON, P. S. Estimation of continental precipitation recycling. **Journal of Climate**, v. 6, n. 6, p. 1077-1089, 1993.

BUTT, N.; DE OLIVEIRA, P. A.; COSTA, M. H. Evidence that deforestation affects the onset of the rainy season in Rondonia, Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 116, n. D11, 2011.

CAI, W.; MCPHADEN, M.J.; GRIMM, A.M.; RODRIGUES, R.R.; TASCHETTO, A.S.; GARREAU, R.D.; DEWITTE, B.; POVEDA, G.; HAM, Y.G.; SANTOSO, A.; NG, B. Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 1, n. 4, p.215-231, 2020.

CARBONE, M. S.; RICHARDSON, A. D.; CHEN, M.; DAVIDSON, E. A.; HUGHES, H.; SAVAGE, K. E.; HOLLINGER, D. Y. Constrained partitioning of autotrophic and heterotrophic respiration reduces model uncertainties of forest ecosystem carbon fluxes but not stocks. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences** v. 121, n. 9, p. 2476–2492, 2016.

CARVALHO, L. M. V.; SILVA, A. E.; JONES, C.; LIEBMANN, B.; DIAS, P. L. Silv.; ROCHA, Humberto R. Moisture transport and intraseasonal variability in the South America monsoon system. **Climate Dynamics** v. 36, n. 9/10, p. 1865–1880, 2011.

CARVALHO, L. M. V.; CHARLES J., ADOLFO ND P.; ROBERTO Q.; BODO B.; Liebmann B. Precipitation characteristics of the South American monsoon system derived from multiple datasets. **Journal of climate**, v. 25, n. 13, p. 4600-4620, 2012.

CAVALCANTI, I. F.; MARENGO, J. A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; TROSNIKOV, I.; BONATTI, J. P.; MANZI, A. O.; TARASOVA, T.; PEZZI, L. P.; D'ALMEIDA, C.; SAMPAIO, G. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate** v. 15, n. 21, p. 2965–2988, 2002.

CAVALCANTI, I. F. A.; RAI, A. Lifecycle of South American Monsoon System simulated by CPTEC/INPE AGCM. **International Journal of Climatology** v. 37, p. 878–896, 2017.

CAVALCANTI, I. F.; SILVEIRA, V. P.; FIGUEROA, S. N.; KUBOTA, P. Y.; BONATTI, J. P.; SOUZA, D. C. Climate variability over South America-regional

and large scale features simulated by the Brazilian Atmospheric Model (BAM-v0). **International Journal of Climatology**. v. 40, n. 5, p. 2845-2869, 2019.

CHAI, T.; DRAXLER, R. R. Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)? arguments against avoiding RMSE in the literature. **Geoscientific Model Development** v. 7, n. 3, p. 1247–1250, 2014.

CHAMBERS, J.Q.; ARTAXO, P. Deforestation size influences rainfall. **Nature Climate Change**, v. 7, n. 3, p. 175-176, 2017.

CHEN, C. T.; KNUTSON, T. On the verification and comparison of extreme rainfall indices from climate models. **Journal of Climate** v. 21, n. 7, p. 1605–1621, 2008.

CHOU, M.; SUAREZ, M. J. **A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies**. Washington: NASA, 1999. NASA Tech. Memo, v. 10460.

COELHO, C.A.; de SOUZA, D.C.; KUBOTA, P.Y.; COSTA, S.M.; MENEZES, L.; GUIMARÃES, B.S.; FIGUEROA, S.N.; BONATTI, J.P.; CAVALCANTI, I.F.; SAMPAIO, G.; KLINGAMAN, N.P. Evaluation of climate simulations produced with the Brazilian global atmospheric model version 1.2. **Climate Dynamics**, v. 56, n. 3, p. 873-898, 2021.

COELHO, C. A. S.; FIRPO, M. A. F.; MAIA, A. H. N.; MACLACHLAN, C. Exploring the feasibility of empirical, dynamical and combined probabilistic rainy season onset forecasts for São Paulo, Brazil. **International Journal of Climatology**, v 37, S1, 398-411, 2017.

COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 71, n. 3/4, p. 185–197, 2002. DOI: 10.1007/s007040200004.

COLLINI, E. A.; BERBERY, E. H.; BARROS, V. R.; PYLE, M. E. How does soil moisture influence the early stages of the south American monsoon? **Journal of Climate**, v. 21, n. 2, p. 195–213, 2008.

CORREIA, F.W.S.; MANZI, A.O.; CÂNDIDO, L.A.; SANTOS, R.M.N.D.; PAULIQUEVIS, T. Balanço de umidade na Amazônia e sua sensibilidade às mudanças na cobertura vegetal. **Ciência e Cultura**, v. 59, n. 3, p.39-43, 2007.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 104, n. D12, p. 14189–14198, 1999.

COX, P. M.; BETTS, R. A.; JONES, C. D.; SPALL, S. A.; TOTTERDELL, I. J. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature** v. 408, n. 6809, p. 184–187, 2000.

- CULF, A. D.; FISCH, G.; HODNETT, M. G. The albedo of Amazonian forest and ranch land. **Journal of Climate**, v. 8, n. 6, p. 1544-1554, 1995.
- CUNHA, A. P. M. A.; ALVALÁ, R. C. S.; SAMPAIO, G.; SHIMIZU, M. H.; COSTA, M. H. Calibration and validation of the Integrated Biosphere Simulator (IBIS) for a Brazilian semiarid region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 52, p. 2753–2770, 2013.
- CUNHA, A. P. M.; ALVALÁ, R. C.; NOBRE, C. A.; CARVALHO, M. A. Monitoring vegetative drought dynamics in the Brazilian semiarid region. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 214, p. 494-505, 2015.
- DA ROCHA, R. P. et al. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: an evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. 10, 2009.
- DA SILVA, N. P. **Estudo dos mecanismos vinculados ao estabelecimento de um evento de ZCAS através de simulações com o modelo WRF**, 2018. 105f. Tese (Doutorado em Ciência), Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018.
- DEBORTOLI, N.S.; DUBREUIL, V.; FUNATSU, B.; DELAHAYE, F.; de OLIVEIRA, C.H.; RODRIGUES-FILHO, S.; SAITO, C.H.; FETTER, R. Rainfall patterns in the Southern Amazon: a chronological perspective (1971–2010). **Climatic Change**, v. 132, n. 2, p.251-264, 2015.
- DÍAZ, A.; ACEITUNO, P. Atmospheric circulation anomalies during episodes of enhanced and reduced convective cloudiness over Uruguay. **Journal of Climate**, v. 16, n. 19, p. 3171–3185, 2003.
- DORMAN, J. L.; SELLERS, P. J. A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the simple biosphere model (SiB). **Journal of Applied Meteorology**, v. 28, n. 9, p. 833-855, 1989.
- DOS SANTOS, L. F. **Avaliação da destreza do Modelo De Circulação Geral Do CPTEC em prever o início e o fim da estação chuvosa na região centro-oeste do Brasil**, 2016. 157f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2016.
- ELTAHIR, E. A. B.; BRAS, R. L. Precipitation recycling in the Amazon basin. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 518, p. 861–880, 1994.
- FERREIRA, S. A.; GAN, M. A. Intraseasonal variability in the South American monsoon system. **Atmospheric Science Letters**, v. 12, n. 3, p. 253–260, 2011.
- FIGUEROA, S.N.; BONATTI, J.P.; KUBOTA, P.Y.; GRELL, G.A.; MORRISON, H.; BARROS, S.R.; FERNANDEZ, J.P.; RAMIREZ, E.; SIQUEIRA, L.; LUZIA, G.; SILVA, J. The Brazilian Global Atmospheric Model (BAM): performance for

tropical rainfall forecasting and sensitivity to convective scheme and horizontal resolution. **Weather and Forecasting**, v. 31, n. 5, p. 1547–1572, 2016.

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; VASQUES, A. C.; SANTO, C. M. E.; CONFORTE, J. C. Validation of TRMM precipitation radar monthly rainfall estimates over Brazil. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 114, n. 2, 2009.

FRANCHITO, S. H.; BRAHMANANDA RAO, V.; GAN, M. A.; SANTO, C. M. E. Onset and end of the rainy season and corn yields in São Paulo State, Brazil. **Geofisica Internacional**, v. 49, n. 2, p. 69–76, 2010.

FOLEY, J. A.; PRENTICE, I. C.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 10, n. 4, p. 603–628, 1996.

FU, R.; LI, W. The influence of the land surface on the transition from dry to wet season in Amazonia. **Theoretical and Applied Climatology** v. 78, n. 1/3, p. 97–110, 2004.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 47–66, 2004.

GAN, M. A.; RAO, V. B.; MOSCATI, M. C. L. South American monsoon indices. **Atmospheric Science Letters**, v. 6, n. 4, p. 219–223, 2005.

GAN, M. A.; RODRIGUES, L. R.; RAO, V. B. Monção na América do Sul. **Chapter**, v. 19, p. 297–312, 2009.

GARCIA, S.R.; KAYANO, M.T. Determination of the onset dates of the rainy season in central Amazon with equatorially antisymmetric outgoing longwave radiation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 97, n. 3, p. 361–372, 2009.

GARCIA, S. R. **Sistema de monção da América do Sul: início e fim da estação chuvosa e sua relação com a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico**. 2010. 230 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/36STS88>>.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 38–1–38–4, 2002.

GRIMM A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, p. 263–280, 2003.

GRIMM AM, Z. M. T.; CAVALCANTI I. F. Do seasonal forecasts reproduce the link between early and peak monsoon rainfall in South America? **CLIVAR Exchanges**, v. 12, n. 4, p. 16–20, 2007.

GUIMARÃES, B. S.; COELHO, C. A. S.; WOOLNOUGH, S. J.; KUBOTA, P. Y.; BASTARZ, C. F.; FIGUEROA, S. N.; BONATTI, J. P.; SOUZA, D. C. Configuration and hindcast quality assessment of a Brazilian global sub-seasonal prediction system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 1, p. 3725, 2020

GULIZIA, C.; CAMILLONI, I. Comparative analysis of the ability of a set of CMIP3 and CMIP5 global climate models to represent precipitation in South America. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 4, p. 583-595, 2015.

HAN, J.; PAN, H. Revision of convection and vertical diffusion schemes in the NCEP global forecast system. **Weather and Forecasting**, v. 26, n. 4, p. 520-533, 2011.

HASTENRATH, S.; LAMB, P. Some aspects of circulation and climate over the eastern equatorial Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 8, p. 1019-1023, 1977

HERSBACH, H.; BELL, B.; BERRISFORD, P.; HORÁNYI, A.; SABATER, J. M.; NICOLAS, J.; DEE, D. Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5. **ECMWF Newsletter**, v.159, p.17-24, 2019.

HOLTSLAG, A. A. M.; BOVILLE, B. A. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. **Journal of Climate**, v. 6, n. 10, p.1825-1842, 1993.

HUETE, A.; RUNNING, S.; MYNENI, R. Monitoring rainforest dynamics in the amazon with modis land products. **IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing**, p. 263-265, 2006.

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; BOLVIN, D. T.; GU, G.; NELKIN, E. J.; BOWMAN, K. P.; HONG, Y.; STOCKER, E. F.; WOLFF, D. B. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 1, p. 38–55, 2007.

IMBUZEIRO, H. M. A. **Calibração do modelo IBIS na Floresta Amazônica usando múltiplos sítios**. 2005. 93p. Tese (Doutorado em Meteorologia Agrícola) - Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2005.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, n. 8, p. 905–914, 2002.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Climate change in the South American monsoon system: present climate and CMIP5 projections. **Journal of Climate**, v. 26, n. 17, p. 6660–6678, 2013.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Forecast skill of the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 25, n. 6, p. 1883–1889, 2012.

KHANNA, J.; MEDVIGY, D.; FUEGLISTALER, S.; WALKO, R. Regional dry-season climate changes due to three decades of Amazonian deforestation. **Nature Climate Change**, v. 7, n. 3, p. 200-204, 2017.

KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 538–551, 1981.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A. Precipitation and atmospheric circulation anomaly patterns in the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 199–206, 1988a.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Analysis** v. 3, n. 12, p. 217–231, 1988b.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**, v. 7, p. 1131-1143, 1994.

KUBOTA, P. Y. **Variability of storage energy in the soil-canopy system and its impact on the definition of precipitation standard in South America**. 2012. 285p. Thesis (PhD in Meteorology) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, Brazil, 2012.

KUKLA, G.; ROBINSON, D. Annual cycle of surface albedo. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 1, p. 56-68, 1980.

LEITE-FILHO, A.T.; de SOUSA PONTES, V.Y.; COSTA, M.H. Effects of deforestation on the onset of the rainy season and the duration of dry spells in southern Amazonia. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 124, n. 10, p. 5268-5281, 2019.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 5, p. 656–677, 1997.

LI, W.; FU, R. Transition of the large-scale atmospheric and land surface conditions from the dry to the wet season over Amazonia as diagnosed by the ECMWF re-analysis. **Journal of Climate**, v. 17, n. 13, p. 2637–2651, 2004.

LIEBMANN, B.; MARENGO, J. A. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 22, p. 4308–4318, 2001.

LIEBMANN, B.; CAMARGO, S. J.; SETH, A.; MARENGO, J. A.; CARVALHO, L. M. V.; ALLURED, D.; FU, R.; VERA, C. S. Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ECHAM 4.5 atmospheric general circulation model. **Journal of Climate**, v. 20, n. 10, p. 2037–2050, 2007.

LIU, Y.; XIAO, J.; JU, W.; ZHU, G.; WU, X.; FAN, W.; LI, D.; ZHOU, Y. Satellite-derived LAI products exhibit large discrepancies and can lead to substantial uncertainty in simulated carbon and water fluxes. **Remote Sensing of Environment**, v. 206, p.174-188, 2018.

MA, H. Y.; MECHOSO, C. R.; XUE, Y.; XIAO, H.; WU, C. M.; LI, J. L.; DE SALES, F. Impact of land surface processes on the South American warm season climate. **Climate Dynamics**, v. 37, n. 1, p. 187–203, 2011.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 29, n.6, p. 1109-1123, 1972.

MANN, M. E. On smoothing potentially non-stationary climate time series. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 7, 2004.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; SILVA DIAS, P. D.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1–21, 2012.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 5, p. 833–852, 2001.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; SELUCHI, M. E.; CUARTAS, A.; ALVES, L. M.; MENDIONDO, E. M.; OBREGÓN, G.; SAMPAIO, G. A seca e a crise hídrica de 2014-2015 em São Paulo. **Revista USP**, n. 106, p. 31, 2015.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004.

MARQUES, R. F. C.; RAO, V. B. A diagnosis of a long-lasting blocking event over the southeast Pacific Ocean. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 8, p. 1761-1776, 1999.

MEHRAN, A.; AGHAKOUCHAK, A.; PHILLIPS, T. J. Evaluation of CMIP5 continental precipitation simulations relative to satellite-based gauge-adjusted observations. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 4, p. 1695-1707, 2014.

MINUZZI, R. B.; SEDIYAMA, G. C.; BARBOSA, E. M.; MELO JÚNIOR, J. C. F. Climatologia do comportamento do período chuvoso da região sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 3, p. 338–344, 2007.

MORRISON, H.; THOMPSON, G.; TATARSKII, V. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: comparison of one-and two-moment schemes. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 3, p. 991-1007, 2009.

NASCIMENTO, E.; AMBRIZZI, T. The influence of atmospheric blocking on the Rossby wave propagation in Southern Hemisphere winter flows. **Journal of the Meteorological Society of Japan Serie II**, v. 80, n. 2, p. 139-159, 2002.

NEVES, D.; ARAÚJO, R.; ARAVÉQUIA, J.. Análise da água precipitável e dos fluxos de calor latente/sensível no início da estação chuvosa das regiões sudeste e centro-oeste do Brasil. **Ciência e Natura**, v. 1, p. 202-206, 2013.

NIETO-FERREIRA, R.; RICKENBACH, T. M. Regionality of monsoon onset in South America: a three-stage conceptual model. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 9, p. 1309–1321, 2011.

NOBRE, P.; SIQUEIRA, L. S.; DE ALMEIDA, R. A.; MALAGUTTI, M.; GIAROLLA, E.; CASTELÃO, G. P.; BOTTINO, M. J.; KUBOTA, P.; FIGUEROA, S. N.; COSTA, M. C.; BAPTISTA JUNIOR, M. Climate simulation and change in the brazilian climate model. **Journal of Climate**, v. 26, n. 17, p. 6716–6732, 2013.

NOBRE, P.; CAPISTRANO, V. B.; BAPTISTA JÚNIOR, M.; BOTTINO, M. J.; GIAROLLA, E.; PESQUERO, J. F.; FIGUEROA, S. N.; KUBOTA, P. Y.; BONATTI, J. P.; OLIVEIRA, G. S.; CARDOSO, M. F. Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM) para cenários de mudanças climáticas globais. In: TEIXEIRA, B. S.; ORSINI, J. A. M.; CRUZ, M. R. (Ed.). **Modelagem climática e vulnerabilidades setoriais à mudança do clima no Brasil**. Brasília: MCTI, 2016. p. 33-48.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279–291, 1997

QUÉRÉ, C.L.; ANDREW, R.M.; FRIEDLINGSTEIN, P.; SITCH, S.; PONGRATZ, J.; MANNING, A.C.; KORSBAKKEN, J.I.; PETERS, G.P.; CANADELL, J.G.; JACKSON, R.B.; BODEN, T.A. Global carbon budget 2017. **Earth System Science Data**, v. 10, n. 1, p. 405-448, 2018.

RAIA, A.; CAVALCANTI, I. F. A. The life cycle of the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6227–6246, 2008.

- RESENDE, N. C.; MIRANDA, J. H.; COOKE, R.; CHU, M. L.; CHOU, S. C. Impacts of regional climate change on the runoff and root water uptake in corn crops in Parana, Brazil. **Agricultural Water Management**, v. 221, p. 556–565, 2019.
- REYNOLDS, R. W.; RAYNER, N. A.; SMITH, T. M.; STOKES, D. C.; WANG, W. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. **Journal of Climate**, v. 15, n. 13, p. 1609–1625, 2002.
- RIO, C.; HOURDIN, F. A thermal plume model for the convective boundary layer: representation of cumulus clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 65, n. 2, p. 407–425, 2008.
- ROZANTE, J. R.; CAVALCANTI, I. F. A. Regional Eta model experiments: SALLJEX and MCS development. **Journal of Geophysical Research Atmospheres**, v. 113, n. 17, p. 1–20, 2008.
- RUSCICA, R. C.; SÖRENSON, A. A.; MENÉNDEZ, C. G. Pathways between soil moisture and precipitation in southeastern South America. **Atmospheric Science Letters**, v. 16, n. 3, p. 267–272, 2014.
- SAMPAIO, G.; ALVES, L. M. O início da estação chuvosa no sudeste do Brasil pelo mcga CPTEC/COLA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2005. **Anais...** 2005.
- SANTOS, A. F.; MENDONÇA, A. M.; BONATTI, J. P.; de MATTOS, J. G. Z.; KUBOTA, P. Y.; FREITAS, S. R.; SILVA DIAS, M. A. F.; RAMIREZ, E.; CAMAYO, R. Evaluation of the CPTEC/AGCM wind forecasts during the hurricane Catarina occurrence. **Advances in Geosciences**, v. 14, p. 317–326, 2008.
- SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Baixa do noroeste argentino e baixa do Chaco: características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 1, p. 49–60, 2012.
- SENNA, M. C. A.; COSTA, M. H.; PIRES, G. F. Vegetation-atmosphere-soil nutrient feedbacks in the Amazon for different deforestation scenarios. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. D4, 2009.
- SETH, A.; ROJAS, M.; RAUSCHER, S.A. CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American Monsoon. **Climatic Change**, v. 98, p. 331–357, 2010.
- SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V. E. Intraseasonal precipitation variability over eastern Brazil during the summer of 1991–2000. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, p. 187–199, 2001.
- SILVA DA, A. E.; DE CARVALHO, L. M. V. Large-scale index for South America monsoon (LISAM). **Atmospheric Science Letters**, v. 8, n. 2, p.51-57, 2007.

SILVA, M. C. L.; MENDONÇA, A. M.; BONATTI, J. P. Determinação das previsões de temperaturas mínimas e máximas a partir do histórico das previsões de tempo por conjunto do CPTEC. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 4, p. 431–449, 2008.

SILVA, A. B. **Influência dos fluxos de calor em superfície no início e no final da estação chuvosa sobre a região centro-oeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

SMEEKENS, S.; MA, J.; HANSON, J.; ROLLAND, F. Sugar signals and molecular networks controlling plant growth. **Current Opinion in Plant Biology**, v. 13, n. 3, p. 273–278, 2010.

SÖRENISSON, A. A.; MENÉNDEZ, C. G.; SAMUELSSON, P.; WILLÉN, U.; HANSSON, U. Soil-precipitation feedbacks during the South American Monsoon as simulated by a regional climate model. **Climatic Change**, v. 98, n. 3, p. 429–447, 2010.

SOUZA, D. C. **Consequências climáticas da desertificação gradativa do Semi-árido do Nordeste brasileiro**. 2009.126p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 2009.

SOUZA, D. C.; KUBOTA, P. Y.; FIGUEROA, S. N.; GUTIERREZ, E. M. A. R.; COELHO, C. A. S. Impacto da resolução horizontal na simulação dos jatos de baixos níveis na América do Sul usando o modelo global do CPTEC. **Estudos Interdisciplinares nas Ciências Exatas e da Terra e Engenharias**, v. 82, p. 205-217, 2019.

SPIEGEL, M. R. **Estatística**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1979. 580p.

SOARES, W. R.; MARENGO, J. A. Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 29, n. 10, p. 1395-1414, 2009.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. [S.l.]: Springer, 2012. v. 13.

SULTAN, B.; BARON, C.; DINGKUHN, M.; SARR, B.; JANICOT, S. Agricultural impacts of large-scale variability of the West African monsoon. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 128, n. 1/2, p. 93–110, 2005.

TAIZ, L.; ZEIGER, E. **Fisiologia vegetal**. Artmed: Porto Alegre, 2009.

TARASOVA, T. A.; FOMIN, B. A. Solar radiation absorption due to water vapor: advanced broadband parameterizations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 11, p. 1947-1951, 2000.

TASCHETTO, A. S.; WAINER, I. The impact of the subtropical South Atlantic SST on South American precipitation. **Annales Geophysicae: Atmospheres, Hydrospheres and Space Sciences**, v. 26, n. 11, p. 3457, 2008.

- VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, n. 11, p. 2904–2920, 1997.
- VERA, C.; HIGGINS, W.; GUTZLER, J.; MARENGO, J.A.; GARREAUD, R.; AMADOR, J.; GOCHIS, D.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZHANG, C.; AMBRIZZI, T.; MECHOSO, C. Toward a unified view of the American monsoon systems. **Journal of Climate**, v. 19, n. 20, p. 4977–5000, 2006.
- VEIGA, S. F.; NOBRE, P.; GIAROLLA, E.; CAPISTRANO, V.; BAPTISTA, M.; MARQUEZ, A.; FIGUEROA, S. N.; BONATTI, J. P.; KUBOTA, P. Y.; NOBRE, C. A. The Brazilian earth system model version 2.5: evaluation of its CMIP5 historical simulation. **Geoscientific Model Development**, v.12, p.1613–1642, 2019. Disponível em: <https://doi.org/10.5194/gmd-2018-91>.
- VIEIRA, R. D. S.; ALVALÁ, R. D. S.; CUNHA, A. D. A.; SESTINI, M. F.; CARVALHO, V. C.; VALERIANO, D. D. M.; SILVA, J.; ABDON, M. D. M.; PONZONI, F.; CANAVESI, V. **Mapa de uso e cobertura da terra do território brasileiro para uso em modelagem climática e meteorológica**. São José dos Campos: INPE, 2013. 33 p.
- VIANELLO, R. L. Veranico 2006 em Minas Gerais: precedentes meteorológicos e impactos na agricultura. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14. 2006. **Anais...** 2006.
- XIE, P.; YATAGAI, A.; CHEN, M.; HAYASAKA, T.; FUKUSHIMA, Y.; LIU, C.; YANG, S. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, n. 3, p. 607–626, 2007.
- XUE, Y.; SELLERS, P. J.; KINTER, J. L.; SHUKLA, J. A Simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v, 4, p. 345-364, 1991.
- XUE, Y.; SALES, F.; LI, W. P.; MECHOSO, C. R.; NOBRE, C. A.; JUANG, H. M. Role of land surface processes in South American monsoon development. **Journal of Climate**, v. 19, n. 5, p. 741-762, 2006.
- WANG, B.; KIM, H.J.; KIKUCHI, K.; KITOH, A. Diagnostic metrics for evaluation of annual and diurnal cycles. **Climate Dynamics**, v. 37, n. 5, p. 941-955, 2011.
- WEBSTER, S.; BROWN, A. R.; CAMERON, D. R.; JONES, C. P. Improvements to the representation of orography in the Met Office Unified Model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A Journal of the Atmospheric Sciences, Applied Meteorology and Physical Oceanography**, v. 129, n. 591, p. 1989-2010, 2003.
- WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. San Diego: Academic Press, 2006. p. 627.

WRIGHT, J. S.; FU, R.; WORDEN, J. R.; CHAKRABORTY, S.; CLINTON, N. E.; RISI, C.; SUN, Y.; YIN, L. Rainforest-initiated wet season onset over the southern Amazon. **Proceedings of the National Academy of Sciences**, v. 114, n. 32, p. 8481-8486, 2017.

YIN, L.; FU, R.; SHEVLIAKOVA, E.; DICKINSON, R. E. How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America? **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11/12, p. 3127–3143, 2013.

ZENG, X.; LU, E. Notes and correspondence: globally unified monsoon onset and retreat indexes. **Journal of Climate**, v. 17, n. 11, p. 2241–2248, 2004.

ZHAO, M.; HEINSCH, F. A.; NEMANI, R. R.; RUNNING, S. W. Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set. **Remote Sensing of Environment**, v. 95, n. 2, p. 164–176, 2005.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, 1998.

ZILLI, M. T.; CARVALHO, L. M. V.; LINTNER, B. R. The poleward shift of South Atlantic Convergence Zone in recent decades. **Climate Dynamics**, v. 52, n. 5, p. 2545-2563, 2019.